



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**ELENILZA NASCIMENTO GOMES**

**PROTOMINÉRIOS E MINÉRIOS DE MANGANÊS DE JUÁ - CE**

**FORTALEZA / 2013**

**ELENILZA NASCIMENTO GOMES**

**PROTOMINÉRIOS E MINÉRIOS DE MANGANÊS DE JUÁ - CE**

Dissertação submetida à Coordenação do Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para Obtenção do título de Mestre em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. César Ulisses Vieira Veríssimo

Co-orientador: Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente

**FORTALEZA/2013**

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação  
Universidade Federal do Ceará  
Biblioteca de Ciências e Tecnologia

---

G612p Gomes, Elenilza Nascimento.  
Protominérios e minérios de manganês de Juá – CE. / Elenilza Nascimento Gomes. –  
2013.  
107f. : il. color.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências,  
Departamento de Geologia, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Fortaleza, 2013.  
Área de Concentração: Geociências.  
Orientação: Prof. Dr. César Ulisses Vieira Veríssimo  
Coorientação: Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente

1. Manganês, Minérios de - Ceará. 2. Geomorfologia. 3. Solos. I. Título.

---

CDD 551

**ELENILZA NASCIMENTO GOMES**

**PROTOMINÉRIOS E MINÉRIOS DE MANGANÊS DE JUÁ - CE**

Dissertação submetida à Coordenação do Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geologia.

Aprovada em: 31 / 01 / 2013

**BANCA EXAMINADORA**

---

Prof. Dr. Cesar Ulisses Vieira Verissimo  
Universidade Federal do Ceará – UFC

Prof<sup>a</sup> Dra. Irani Clezar Mattos  
Universidade Federal do Ceará – UFC

Prof. Dr. José Adilson Dias Cavalcanti  
CPRM – Serviços Geológico do Brasil

Quando achamos que temos todas as respostas,  
Vem a vida e muda todas as perguntas.  
(Autor Desconhecido)

## **AGRADECIMENTO**

*Não foram poucas as pessoas que me ajudaram nesse trabalho, seja na parte prática intelectual ou psicológica. Foi muito bom conviver com vocês durante esses dois anos de trabalho.*

*Ao meu orientador Prof. Dr. César Ulisses Vieira Veríssimo que me acolheu em um momento tão difícil e me apoiou durante todo o meu trabalho, depositando em mim uma grande confiança.*

*Ao Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente, pela co-orientação, pelas sugestões, esclarecimentos e pela pessoa humana demonstrada a minha pessoa.*

*À Queilane Lemos de Sousa Gomes Chaves que sempre esteve comigo na alegria, na tristeza, na saúde, na doença, na riqueza e na pobreza me apoiando em todos os momentos. Igualmente a Isis Vitória Chaves e Rômulo Chaves que juntos sempre permitiram Queilane ficasse ao meu lado.*

*À Suely Andrade da Silva pelo seu coleguismo e solidariedade humana me auxiliando, especialmente na organização e editoração final da dissertação.*

*Aos professores e funcionários do Departamento de Geologia sempre atenciosos e prestativos. Em especial a professora Tereza Falcão de Oliveira Neri e professor Dr. José de Araújo Nogueira Neto.*

*À Cristina de Vasconcelos Ramos Veríssimo por todo carinho e atenção.*

*Aos colegas dos laboratórios de Geocronologia e Microsonda da UnB e aos colegas do laboratório de Difractometria de Raios X do Dep. de Física da UFC, muito obrigada por toda a atenção e ajuda.*

*Aos amigos Magno Régis de Oliveira, Irla Gonçalves, Emmanuel Laurentino, Glória Maria Silva Hamelak, Martha Noélia, Jefferson Lima dos Santos, Vanusa Antonia Castelo Barbosa e em especial ao Luiz Henrique, Jorge Bruno e Diego Araújo.*

*A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de pós-graduação e ao Programa de Cooperação Acadêmica – PROCAD-MF às quais financiaram minha missão de estudos e as análises geocronológicas e de microsonda eletrônica no IG-UNB.*

*A empresa SIGMA Extração de Metais LTDA, que financiou a etapa inicial da pesquisa e forneceu infraestrutura e apoio logístico local.*

*E finalmente, a minha amada família (in memória), que me incentivaram em todos os momentos, e por estarem entendendo um pouco do que estou fazendo, e por continuarem me apoiando em todas as minhas decisões.*

*A todos vocês MUITÍSSIMO OBRIGADA!*

## RESUMO

O distrito de Juá localizado entre os municípios de Choró e Quixadá, no estado do Ceará, registra ocorrência de manganês proveniente do enriquecimento supergênico de lentes e faixas de protominérios metamórficos silicáticos e sílico-carbonáticos intercalados em biotita gnaisses da Unidade Algodões. As litologias aflorantes encontram-se dobradas constituindo estruturas antiformais e sinformais com eixos predominantemente orientados E-W com inflexões NW-SE. A tectônica rúptil foi evidenciada pela orientação dos principais cursos d'água e fraturas presentes nas rochas com orientações preferenciais NW-SE e NE-SW. No contexto geotectônico, os terrenos que ocorrem na área, margeiam a borda norte-nordeste do bloco arqueano de Pedra Branca, aflorando desde a região de Madalena/Boa Viagem até a região de Choró. Os protominérios podem ser diferenciados em dois tipos principais: um onde predomina granada manganésifera (espessartita) e outro, onde os minerais de minério dominantes são a rodonita e a piroxmangita (piroxênios manganésiferos). Ambos correspondem aos protominérios silicatados contendo teores variados de óxidos de silício, alumínio e cálcio. Os protominérios metamórficos provêm da reação de sedimentos pretéritos contendo carbonatos de manganês. O enriquecimento supergênico dos protominérios gerou minérios maciços contendo pirolusita, manganita, criptomelana e todorokita em proporções variadas. A pirolusita e a criptomelana representam as fases dominantes dos minérios mais ricos.

**Palavras-chave:** Manganês, Protominérios, Gondito, Rodonita, Espessartita

## ABSTRACT

The district Juá located between the municipalities of Choró and Quixadá in the state of Ceará, manganese occurrence records from the supergene enrichment of lenses and bands protominérios metamorphic silicate and silica-carbonate intercalated biotite gneisses Unit Cottons. The main occurrences are oriented EW to NW-SE to inflections, the ore bodies are boudinados and folded along with the host rocks of gneiss unit Cottons as a result of ductile deformation Brasiliana. The ruptile tectonics is also recorded in the area, as evidenced by the orientation of the main watercourses and systems of fractures observed in lithologies mapped according to orientations preferred NW-SE and NE-SW. The petrographic, mineral chemistry and X-ray diffraction enabled the differentiation of two main types of protominérios manganese: a predominantly manganesífera garnet (spessartine) and another where the ore is the mineral rhodonite (pyroxene manganesíferos). Both of protominérios essentially correspond to silicate containing varying amounts of oxides of silicon and aluminum. The supergene enrichment of protominérios generated massive ore containing pyrolusite, manganite, cryptomelane and todorokite in varying proportions. Apparently the pyrolusite and cryptomelane represent the dominant phases of the richest ores. The protominérios derived metamorphic reaction past tenses sediment containing (silicates, carbonates and oxides of manganese). Apparently the pyrolusite is the dominant phase of the richest ores.

**Keywords:** Manganese, Protominérios, Gondito, Rhodonita, spessartine

## SUMÁRIO

|  |           |
|--|-----------|
| <b>CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO.....</b>  | <b>1</b>  |
| 1.Considerações Iniciais.....  | 1         |
| 1.1 Objetivos.....   | 1         |
| 1.2 Localização da área de pesquisa.....   | 2         |
| <b>CAPITULO II - METODOLOGIA E MATERIAIS UTILIZADOS.....</b>                       | <b>4</b>  |
| 2. Compilações dos dados existentes.....   | 4         |
| 2.1 Etapas de Campo.....   | 4         |
| 2.2 Etapas de Laboratório.....   | 4         |
| 2.2.1 Petrografia.....   | 4         |
| 2.2.2 Difração de raios- X.....  | 5         |
| 2.2.3 Análise Química Mineral.....   | 5         |
| 2.2.4 Geocronologia (Isótopos U-Pb em zircão).....                                 | 6         |
| a) Preparação das amostras.....  | 6         |
| b) Obtenção da Idade Geocronológica.....   | 7         |
| 2.3 Confeção dos mapas e tabelas.....  | 11        |
| 2.4 Etapa Final.....   | 11        |
| <b>CAPÍTULO III - CONDICIONANTE GEOAMBIENTAIS E ASPECTOS SÓCIO-ECONÔMICOS.....</b> | <b>12</b> |
| 3. Clima.....  | 12        |
| 3.1 Hidrografia.....   | 12        |
| 3.2 Solos.....   | 13        |
| 3.3 Vegetação.....   | 13        |
| 3.4 Geomorfologia.....   | 14        |
| 3.5 Aspectos Sócio-Econômicos.....   | 17        |

|  |           |
|--|-----------|
| <b>CAPÍTULO IV - MINÉRIO DE MANGANÊS: ESTADO DA ARTE.....</b>              | <b>19</b> |
| 4. Minerais de Manganês.....   | 19        |
| 4.1 Evolução da atmosfera e hidrosfera.....                                | 20        |
| 4.2 Evolução dos Depósitos de Manganês ao Longo do Tempo.....              | 21        |
| 4.2.1 Arqueano.....  | 22        |
| 4.2.2 Proterozóico.....  | 22        |
| 4.2.3 - Fanerozóico.....   | 23        |
| 4.3 Fonte e transporte de manganês.....                                    | 24        |
| 4.4 Comportamentos geoquímico do manganês no sistema oceano-atmosfera..... | 25        |
| 4.5 Classificação dos Depósitos de Manganês.....                           | 26        |
| 4.5.1 Depósitos de Manganês Sedimentares .....                             | 26        |
| 4.5.2 Depósitos de Manganês Metamórficos .....                             | 27        |
| 4.5.3 Depósitos Supergênicos de Manganês.....                              | 28        |
| <b>CAPÍTULO V- CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....</b>                        | <b>30</b> |
| 5. Geologia Regional.....  | 30        |
| 5.1 Província Borborema.....   | 31        |
| 5.1.1 <i>Domínios e Compartimentação Geotectônica</i> .....                | 33        |
| 5.1.2 <i>Domínio Ceará Central</i> .....                                   | 36        |
| 1 - <i>Núcleo Arqueano</i> .....   | 37        |
| 2 - <i>Terrenos Acrescionários do Paleoproterozóico Médio</i> .....        | 38        |
| 3- <i>Arco Santa Quitéria</i> .....  | 39        |
| 4- <i>Supracrustais Neoproterozoicas</i> .....                             | 39        |
| <b>CAPÍTULO VI - CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁREA DE PESQUISA.....</b>           | <b>41</b> |
| 6. Unidade Litológica Encaixante.....                                      | 41        |
| 6.1 Gnaisses ortoderivados.....  | 41        |
| 6.2 Biotita Gnaisse.....   | 46        |

|   |           |
|---|-----------|
| 6.3 Granada Biotita Gnaise.....   | 48        |
| 6.4 Anfibolitos.....  | 50        |
| 6.5 Granada Anfibolito.....   | 51        |
| 6.6 Protominérios de Manganês.....  | 52        |
| 6.7 - Granitos.....   | 53        |
| 6.8 Dados Geocronológicos.....  | 54        |
| 6.9 Análise Estrutural Geométricas e Descritiva.....                          | 56        |
| 6.9.1 Estruturas Planares e Lineares.....                                     | 56        |
| a) <i>Bandamento</i> .....  | 56        |
| b) <i>Xistosidade</i> .....   | 57        |
| c) <i>Foliação milonítica</i> .....   | 58        |
| d) <i>Lineação (Ln)</i> .....   | 59        |
| e) <i>Boudinagem</i> .....  | 59        |
| f) <i>Dobras</i> .....  | 60        |
| 6.9.2 Estruturas Rúpteis.....   | 62        |
| a) <i>Faturas e Falhas</i> .....  | 62        |
| <b>CAPÍTULO VII - TIPOLOGIA DOS PROTOMINÉRIOS E MINÉRIOS DE MANGANÊS.....</b> | <b>63</b> |
| 7.1 Protominérios Silicáticos – Gonditos.....                                 | 63        |
| 7.2 Protominério Rodonítico Piroxmangita.....                                 | 66        |
| 7.3 Minérios Residuais.....   | 69        |
| 7.4 Minérios Coluvionares.....  | 73        |
| 7.5 Análise Química de Minérios e Protominérios de Manganês.....              | 74        |

|   |           |
|---|-----------|
| <b>CAPÍTULO VIII - SEQUÊNCIA PARAGENÉTICA DE FORMAÇÃO DOS MINERAIS DE MANGANÊS.....</b> | <b>76</b> |
| <b>CAPÍTULO IX – CONCLUSÃO.....</b>   | <b>82</b> |

## LISTAS DE FIGURAS

- Figura 1.1** - Mapa de localização e acesso.....3
- Figuras 2.1** - A) Microsonda Eletrônica – modelo CAMECA SX-50 utilizado para identificação de minerais e B) Exemplo de uma imagem de cristais de granada vista no equipamento do laboratório de microsonda da UNB.....6
- Figuras 2.2** - (A) Deslamagem para retirada de argilas e impurezas; (B) Concentração gravimétrica com batéia; (C) Secagem da amostra; e (D) Os minerais com diferentes susceptibilidades magnéticas são colocados no separador magnético *Frantz* passado em correntes 0,5A, 1,0A e 1,8.....7
- Figuras 2.3** - (A) Concentração de zircões; (B) Montagem da lâmina com zircões; e (C) Montagem do *mount* com resina epóxi e polimento.....8
- Figuras 2.4** - A) Vista geral do MEV (Microscopia Eletrônica de Varredura), utilizado no laboratório de geocronologia e B) Câmara das amostras com mesa para fixação dos suportes metálicos.....9
- Figuras 2.5** - A) Vista da imagem geral dos zircões e B) Exemplos da imagem vista no MEV de amostra (PF2A) analisada no laboratório de geocronologia..10
- Figuras 3.1** - Condições climáticas da região, onde se observam as duas estações: (A) estação chuvosa e (B) estação seca.....12
- Figuras 3.2** - (A) Representada pela caatinga arbustiva densa e (B) Caatinga arbórea. Obs: A principal ocorrência de manganês da área está representada com linha tracejada vermelha.....13
- Figura 3.3** - Mapa dos Domínios Geomorfológicos do Ceará modificado de Souza (1998).....14
- Figura 3.4** - Vista panorâmica da geomorfologia local destacando a depressão sertaneja da região do município de Choró. Ao fundo, observa-se o Maciço de Baturité, parte dos domínios dos Escudos e Maciços Antigos.....15
- Figura 3.5** - Relevo da área de pesquisa representado em mapa.....16
- Figura 4.1**- Melhor estimativa, ou padrão de referência de curva, de  $R_{co_2}$  versus tempo. A seta indica a que, no início Paleozóico valores pode ser maior. As linhas tracejadas representam uma estimativa de erro. (Berner, R. A. 1991. American Journal of Science, 291.371).....23
- Figura 4.2** - Distribuição dos depósitos de manganês ao longo do tempo geológico com base nos dados de Veizer et. al. (1989).....24
- Figura 4.3** - Campo de estabilidade de óxidos e carbonatos de manganês. Extraído de Hem (1972).....25

|  |    |
|--|----|
| <b>Figura 4.4</b> - Transformação de minerais de manganês em temperatura ascendente. <i>Reproduzida de Roy (1981)</i> .....  | 27 |
| <b>Figura 4.5</b> - Mobilidade do manganês em perfis de solos genéricos modificado (Crerar et al. 1972).....   | 29 |
| <b>Figura 5.1</b> – Escudos da Plataforma Sul-Americana, formados por rochas pré-silurianas. Retirado de Geologia do Brasil - Yaciteru Hasui (2012).....   | 30 |
| <b>Figura 5.2</b> - Localização da Província Borborema no Brasil definida por Almeida et al. (1977) (adaptado de Schobbenhaus & Campos, 1984).....   | 31 |
| <b>Figura 5.3</b> - Reconstrução de parte do Gondwana Oeste, mostrando as principais massas cratônicas em amarelo e as faixas móveis em laranja. As zonas de sutura brasileiras/pan-africanas são marcadas pelas linhas pretas. LA= lineamento Adamaoua, FB= Faixa Brasília; LPA= Lineamento Patos, LPE= Lineamento Pernambuco, FS= Faixa Sergipana, LS= Lineamento Sanaga, CSL= Cráton São Luís, LSP= Lineamento Senador Pompeu, TSFB= Cinturão de dobramento Transbrasiliano (Modificado de Fetter, 1999)..... | 32 |
| <b>Figura 5.3</b> - Esboço geológico regional da porção setentrional da PB e arredores do Lineamento Patos. MSJC: Maciço São José Campestre, MT- Maciço de Tróia, LTB: Lineamento Transbrasiliano, LSP: Lineamento Senador Pompeu. (Fonte: Fetter, 1999, modificado por Santos et al., 2004).....  | 34 |
| <b>Figura 5.4</b> - Subdivisão geotectônica do Estado do Ceará reproduzido de Arthaud et al. 1998, modificado e superposto ao mapa geológico do Estado do Ceará, 1:500.000 Cavalcante et. al., 2003.....   | 35 |
| <b>Figura 5.5</b> - Mapa Geológico simplificado do Domínio Ceará Central. DMC - Domínio Médio Coreaú; DRGN - Domínio Rio Grande do Norte; ZCSPII - Zona de Cisalhamento Sobral Pedro II; ZCSP - Zona de Cisalhamento Senador Pompeu. (Teixeira, 2005).....   | 37 |
| <b>Figura 6.1-</b> A) Afloramento em forma de lajedo de gnaiss migmatizado a localmente milonitizados (P101.Coord.UTM: 495005/9480060).....  | 41 |
| <b>Figuras 6.2:-</b> A) Afloramento mostrando biotita gnaiss mais alterado (P144. Coord.UTM: 495700/9487295); B) Presença da granada em alguns pontos no gnaiss (P86.Coord.UTM:492259/9481824).....  | 42 |
| <b>Figura 6.3</b> – A) Gnaiss diorito mostrando níveis mais escuros composto de biotita e anfibólios (P128.Coord.UTM:493131/9478871).....  | 42 |
| <b>Figuras 6.4</b> - A) Gnaiss migmatizado com leucossomas de composição granítica deformado (P24.Coord.UTM:495641/9481542); B) Gnaiss parcialmente migmatizado mostrando bandamento composicional de feldspato  |    |

(P45.Coord.UTM:493663/9479840); C) Gnaiss parcialmente migmatizado com porções preservadas (mesossoma) e porção tardia exibindo fusão parcial (neossoma) com corpos/lentes centimétricas anfibolítica boudinado (P79. Coord.UTM:491715/9479529); e D) Migmatito com dobras centimétrica a métrica isoclinais com eixos subverticais. Presença de remobilizado e neossoma em zonas apicais de dobras intrafoliais centimétricas (P24.Coord.UTM:495641/9481542).....43

**Figuras 6.5** - A) Gnaiss milonitizado com feições sigmoidais rotacionados caracterizado por deformação dúctil; e B) Anfibólitos orientados e a presença de veios de plagioclásio paralela ao bandamento (P114.Coord. UTM: 498532/9482607).....44

**Figuras 6.6** – A) Biotita Gnaiss contendo faixas e níveis anfibolíticos métricas, e faixas centimétricas manganésíferas (P29.Coord.UTM:495313/9480848); B) Próximo à drenagem, pequena ocorrência de manganês e ferro (P59.Coord. UTM: 494665/9482004); C) Ao longo da drenagem, rocha intemperizada mostra um conjunto de dobras isoclinais centimétricas intrafoliais. (P52. Coord.. UTM: 493698/9480829); D) Gnaisses com estrutura tipo boudinagem ou remobilizados (P17. Coord.UTM: 495558/9482635).....47

**Figuras 6.7-** A) Representação de uma estrutura em boudins em meio a concentração de granadas (P19.Coord.UTM: 495493/9482484); B) Blocos soltos de granada biotita gnaiss ao longo da estrada com mobilizado de manganês com hábito tipo botrioidal (P22.Coord.UTM: 495458/9481809) e C) Granada biotita gnaiss mais alterado em meio ao bandamento impregnado de manganês (P32. Coord. UTM: 495419/9480059).....49

**Figuras 6.8** - A) Anfibolito de cor verde escuro, impregnado de manganês ao longo de planos e fraturas; e B) Anfibolito recortado por veios finos de quartzo (A/B.P53.Coord.UTM: (493808/9480977).....50

**Figuras 6.9** - Vista geral do afloramento de granada anfibolito ao longo de drenagem situada na porção central da área e B) Destaque da grande quantidade de minerais de granada (A/B.P27. Coord. UTM: 495113/9481104).....52

**Figuras 6.10** - A) Afloramento de granito de coloração rosada ao lado da estrada que liga São Bernardo a localidade de Quina-quina na porção sul da área (P123.Coord.UTM:493778/9479130); Presença de granito pórfiro de granulação grossa e aspecto pegmatóide (P123.Coord.UTM:494437/9479145).....53

**Figuras 6.11** – A e B) Razões isotópicas da população de zircões dos ortognaisses e remobilizados graníticos associados e C) Razões isotópicas da população de zircões dos paragnaisses.....55

|  |    |
|--|----|
| <b>Figuras 6.12 - A)</b> Bandamento no gnaiss migmatito mostrando a foliação Sn (P79.Coord.UTM: 492685/948059) e B) Anfibolito com níveis máficos e félsicos com direção NW-SE (P40.Coord.UTM: 495357/9479613).....  | 57 |
| <b>Figuras 6.13- A)</b> Gnaiss alterado com concentração de biotita orientados (P132.Coord.UTM: 495844/9481019) e B) Paraderivada fraturada com presença de níveis micáceos (P132.Coord.UTM:495844/9481019).....   | 57 |
| <b>Figuras 6.14 - A)</b> Paragnaisse contendo boudins anfibolíticos (P15.Coord.UTM:495617/9483336); e B) Gnaiss milonitizado com pórfiros de feldspato assimétricos sugerindo movimentação destal (P114.Coord.UTM: 498532/9482607).....  | 58 |
| <b>Figura 6.15 –</b> Diagrama de contorno dos polos da foliação principal (Sn) e atitude do plano médio correspondente a concentração máxima. A partir de 87 medidas de planos de Sn na área de pesquisa.....  | 58 |
| <b>Figura 6.16 –</b> Projeção igual-área (Schimidt-Lambert) na porção inferior da esfera de referência de planos de lineações e de estiramento mineral impressas nas rochas da área.....   | 59 |
| <b>Figuras 6.17 - A)</b> Anfibolitos contendo boudins de quartzo e feldspato (P40.Coord.UTM: 495357/9479613); B) Biotita Gnaiss contendo boudins acompanhando a foliação (P19.Coord.UTM:495493/9482418) e C) Gnaiss evidenciado pela estrutura Pinch and Swell sendo remobilizado pelo manganês (P37.Coord.UTM: 495505/9479266)..... | 60 |
| <b>Figuras 6.18 - A)</b> Gnaiss contendo dobras isoclinais centimétricas intrafoliais (P52.Coord.UTM:493698/9480829) e B) Gnaiss com dobras assimétricas em S e Z (P76.Coord.UTM:491770/9479364).....  | 61 |
| <b>Figura 6.19 -</b> Diagrama das concentrações das dobras de baixo ângulo.....  | 62 |
| <b>Figuras 6.20 - A)</b> Paragnaisse da Unidade Algodões contendo fraturas e microfalhas (P15. Coord. UTM: 495618/9483337) e B) Anfibolito apresentando faturamento em duas direções (P27. Coord. UTM: 495113/9481104).....  | 62 |
| <b>Figuras 7.1- (A)</b> Protominério silicático contendo quartzo e minerais de granada em proporções variadas; (B) Observam-se concentrações de minerais de quartzo e granada e a presença de manganês impregnado na rocha e (C) Protominério com granada manganésifera de cor caramelada (espessartita).....                        | 64 |
| <b>Figuras 7.2- (A)</b> Cristal de granada fraturado e com manganês preenchendo as fratura (luz natural) e (B) Luz polarizada; C) Luz polarizada, cristal de granada espessartita de cor cinza bastante fraturado sendo preenchidos por manganês e a presença de inclusões de quartzo dentro da granada e (D) Luz polarizada         |    |

observa-se, o quartzo em cores variadas e a percolação de manganês preenchendo as fraturas na forma de veios.....65

**Figura 7.3** - Difratoograma de raios-X do protominério silicático de manganês (gondito) contendo essencialmente quartzo ( $\text{SiO}_2$ ) e espessartita ( $\text{Mn}^{2+}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ ).....65

**Figuras 7.4** - A) Amostra de protominério rodonítico contendo piroxênio (rodonita -  $\text{MnSiO}_3$ ) como mineral principal; B, C e D) Amostras de protominério rodonítico mostrando enriquecimento em manganês ao longo das superfícies e fraturas.....66

**Figuras 7.5** – A, B e C) halos de reação envolvendo cristais de espessartita no interior da rodocrosita, sugerindo sua formação a partir de carbonato de manganês ( $\text{MnCO}_3$ ); D,E e F) Seção delgada de protominério rodonítico contendo piroxênio (rodonita) como mineral de protominério fraturado; G) Presença de cristais de pirofanita preservado em contato com a rodocrosita e H) Cristais de tefroita associada a rodonita e espessartita.....67

**Figura 7.6** - Difratomia de raios-x do protominério rodonítico contendo espessartita, piroximangita, rodondita, tefroita, rodocrosita e pirofanita.....68.

**Figuras 7.7** – A/B) Amostras de minério maciço enriquecido contendo óxidos de manganês (pirolusita e criptomelana) e fases mais novas de pirolusita.....69

**Figuras 7.8** – A/B Amostras de minério de manganês maciço a granular contendo quartzo intersticial.....69

**Figuras 7.9** – A/B Seção polida do minério do manganês de São Bernardo contendo criptomelana (Cp), manganita (mag) e cristais de espessartita (Esp) (Luz refletida Obj. 20X); C) Detalhe de granada substituída por fases de pirolusita e manganita (Luz refletida Obj. 10X); e D) Granada espessartita quase totalmente substituída por criptomelana.. Observar planos de clivagens reliquiares (Luz refletida Obj. 20X).....70

**Figura 7.10** - E) Minério de manganês originado pelo enriquecimento de protominério granatífero. Observar cristais de espessartina e fases mais novas de manganita (Mag) e criptomelana (Cp); e F) Minério de manganês originado pelo enriquecimento supergênico de protominério rodonítico. Observar cristais de piroxênio substituídos por fase mais novas de todorokita (Td) e criptomelana (Cp); G) Cristais eudrais de pirolusita (Pi) com vazios e interstícios preenchidos por criptomelana (Cp); e H) Restos de granada espessartina e cavidades preenchidas todorokita (Td). (Luz refletida Obj.20X); I) Detalhe de piroxênio quase totalmente substituído por fases mais novas de criptomelana (Cp) e todorokita (Td). Luz refletida Obj. 40x; J) Fases manganesíferas

presentes nos minérios de manganês de São Benedito. Manganita (Mag); e M) Pirolusita (Pi), Todorokita (Td) e Criptomelana (Cp). Luz refletida. Obj. 20x.....71

**Figura 7.11** - Difratoograma de raios-X de amostra do minério de manganês contendo pirolusita como fase dominante seguida da criptomelana e todorokita.....72

**Figura 7.12** - Difratoograma de raios-X de amostra do minério de manganês contendo manganita como fase dominante seguida da pirolusita (Pi).....72

**Figura 7.13** – (A) Modelo digital de terreno mostrando o relevo onde se localizam os minérios de manganês da Faz. São Bernardo e os trabalhos de prospecção. A porção mais alta do relevo corresponde ao setor oeste da jazida e (B) Vista da trincheira (02-W), e da cobertura coluvionar dos corpos mineralizados de manganês.....73

## LISTAS DE FOTOMICROGRAFIAS

**Fotomicrografias 6.1** – A) Biotita de forma lamelar e presença de cristais de muscovita , resultante da alteração da biotita; B/C) Cristais de plagioclásio alterados com formas subedrais e anedrais e D) Cristais de anfibólios em meio aos plagioclásios e biotita.....45

**Fotomicrografias 6.2** - A e B) Quartzo e plagioclásio predominante na amostra; C e D) Cristais de plagioclásio tipo polissintético bem desenvolvido.....48

**Fotomicrografias 6.3** - A/B) Cristais de titanita orientados; substituição do piroxênio pela muscovitas e substituição do plagioclásio para anfibólio na textura gráfica; e C/D) Quartzo com extinção ondulante e feldspato com quartzo em textura gráfica.....51

**Fotomicrografias 6.4** - A e B) Quartzo e feldspato potássico predominante na matriz e muscovita presente em pequena lamela; C e D) cristais de feldspato potássico exibindo maclas em xadrez (microclina) e também cristais opacos estão presentes.....54

## LISTAS DE TABELAS

|  |    |
|--|----|
| <b>Tabela 1</b> – DATUM WGS84 (Zona 24) da área de pesquisa.....   | 02 |
| <b>Tabela 4.1</b> - Minerais de manganês mais explorados nas minas do Brasil (Damasceno 2007).....   | 19 |
| <b>Tabela 4.2</b> - Minerais explorados como minério de manganês nos protominérios (Damasceno, 2007).....  | 19 |
| <b>Tabela 4.3</b> - Classificação dos principais minerais de manganês e suas relativas fórmulas químicas, segundo (Harold e Taylor, 1994).....   | 19 |
| <b>Tabela 4.4</b> - Evolução das condições físico-química da atmosfera e hidrosfera, durante o Pré-cambriano (Modificado de Kasting 1987). Depósitos de Manganês do Proterozóico Superior..... | 21 |
| <b>Tabela 7.15</b> - Tabela de química da jazida: A1 e A2 (Protominério Rodonítico); A3-A12( Protominério Silicático) e A13-A18 (Minério de Manganês).....                                     | 74 |
| <b>Tabela 8.1</b> - Composição química média (% peso) dos protominérios de manganês da jazida mineral.....   | 80 |
| <b>Tabela 8.2</b> - Composição química média (% peso) de minerais não-metálicos de diferentes litotipos do protominério de Mn e rochas associadas do Grupo Dom Silvério.....                   | 81 |

## **CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO**

### **1 Considerações Iniciais**

A presente pesquisa aborda os minérios de manganês do distrito de Juá, localidade de São Bernardo, no limite entre os municípios de Choró e Quixadá, no estado do Ceará. O manganês ocorre em camadas lenticulares de espessuras métricas com direção E-W e mergulhos de baixo ângulo para norte, encaixadas nos gnaisses da Unidade Algodões. As litologias aflorantes encontram-se dobradas constituindo estruturas antiformais e sinformais com eixos predominantemente orientados E-W com inflexões NW-SE. A tectônica rúptil foi evidenciada pela orientação dos principais cursos d'água e fraturas presentes nas rochas com orientações preferenciais NW-SE e NE-SW. No contexto geotectônico, os terrenos que ocorrem na área, margeiam a borda norte-nordeste do bloco arqueano de Pedra Branca, aflorando desde a região de Madalena/Boa Viagem até a região de Choró. Os protominérios podem ser diferenciados em dois tipos principais: um onde predomina granada manganésifera (espessartita) e outro, onde os minerais de minério dominantes são a rodonita e a piroxmangita (piroxênios manganésiferos). Ambos correspondem aos protominérios silicatados contendo teores variados de óxidos de silício, alumínio e cálcio. Os protominérios metamórficos provêm da reação de sedimentos pretéritos contendo carbonatos de manganês. O enriquecimento supergênico dos protominérios gerou minérios maciços contendo pirolusita, manganita, criptomelana e todorokita em proporções variadas. A pirolusita e a criptomelana representam as fases dominantes dos minérios mais ricos.

#### **1.1 Objetivos**

O foco da pesquisa foi estudar a tipologia e a gênese da jazida e das ocorrências de manganês da área através de análises petrográficas (seções polidas e delgadas), geocronológicas e mineralógicas por difratometria de raios - X, em amostras do minério e de suas encaixantes. Buscou-se distinguir e caracterizar as fases minerais presentes nos protominérios e minérios de manganês e os eventos tectono-metamórficos que os afetaram.

## 1.2 Localização da área de pesquisa

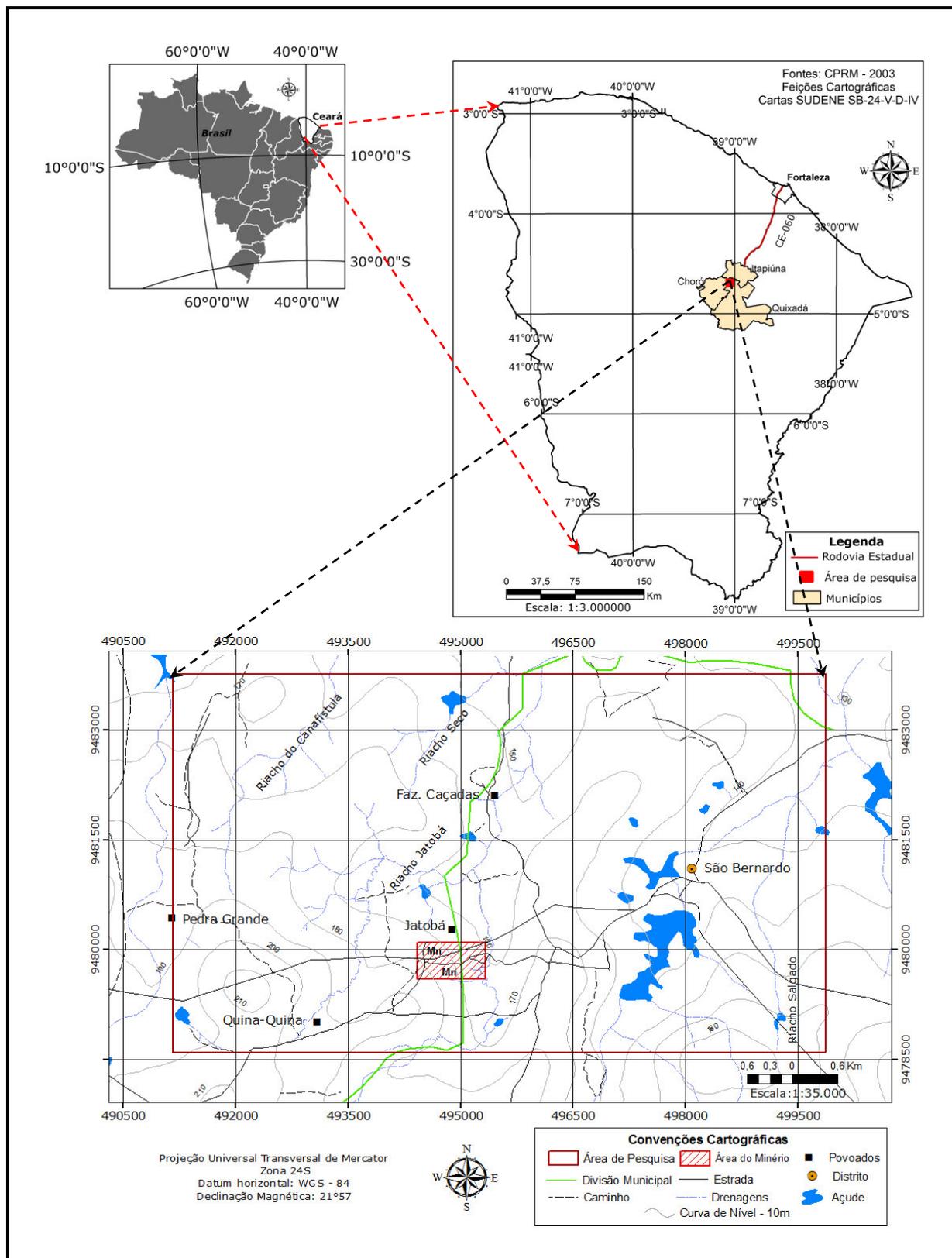
A área localiza-se na porção Centro-Norte do estado do Ceará no distrito de Juá, localidade São Bernardo, limite entre os municípios de Choró e Quixadá. A delimitação da área está baseada no *DATUM WGS84* na respectiva zona 24 de Meridiano Central -39º, cujos vértices possuem as seguintes coordenadas ( $V_A$ ,  $V_B$ ,  $V_C$  e  $V_D$ ), de acordo com a tabela abaixo (Tabela 1).

**Tabela 1** – DATUM WGS84 (Zona 24) da área de pesquisa.

| <b><i>Vértices</i></b> | <b><i>Latitude</i></b> | <b><i>Longitude</i></b> |
|------------------------|------------------------|-------------------------|
| $V_A$                  | 491166                 | 9483744                 |
| $V_B$                  | 499858                 | 9483744                 |
| $V_C$                  | 499858                 | 9478586                 |
| $V_D$                  | 491166                 | 9478586                 |

O acesso a partir de Fortaleza se faz inicialmente pela Rodovia Estadual CE-060, passando pelos municípios de Redenção, Capistrano e Itapiúna até próximo o distrito de Juá. Pouco antes da ponte sobre o rio Choró, toma-se a direita em estrada não pavimentada até chegar a área de pesquisa na Fazenda São Bernardo e, por fim, percorre-se aproximadamente mais 4 km até a mesma (Figura 1.1).

Figura 1.1 - Mapa de localização e acesso.



## **CAPITULO II - METODOLOGIA E MATERIAIS UTILIZADOS**

### **2. Compilações dos dados existentes**

Foram levantadas pesquisas e consultas bibliográficas dos trabalhos de geologia publicados (artigos, mapas e relatórios) da região e seu entorno, no qual possibilitou uma linha de entendimento no contexto geológico regional e a ocorrência de manganês da região.

#### **2.1 Etapas de Campo**

Foram realizadas cinco etapas de campo, totalizando 60 dias. As atividades desenvolvidas foram: Mapeamento geológico da área (1:25.000), cartografadas as rochas encaixantes, anotações dos pontos e medidas de estruturas; mapeamento geológico de superfície da jazida (1:1.000), método de prospecção (malhas rígidas) com espaçamento de 50m, coleta de dados de 10m e levantamento de blocos de minérios em três intervalos diferentes com dimensões (1, 2, 3m) com objetivo de destacar em planta, as áreas com maior acúmulo de blocos de minério de manganês; e investigação de subsuperfície. Os serviços altimétricos e locação das trincheiras, poços e furos de sonda foram realizados utilizando aparelho DGPS base fixa *Ashtech*.

Foram levantados um total de 150 pontos de campo, nos afloramentos mais frescos foram coletadas amostras de rochas e do minério para confecção de seção delgada e polida, difração de raios-x, análise química mineral e isótopos U-Pb em zircão.

#### **2.2 Etapas de Laboratório**

##### **2.2.1 Petrografia**

Foram confeccionadas 13 seções delgadas e 09 seções polidas no *Laboratório de Preparação de Amostras do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará (UFC)*. As análises petrográficas e mineralógicas foram realizadas em microscópio de luz transmitida e refletida da marca *LEICA, modelo EC3*, do *Laboratório de Petrologia do DEGEO-UFC*, e envolveram descrições de seções delgadas e polidas visando identificar as assembléias minerais dos protominérios, rochas encaixantes considerando aspectos texturais, composicionais e estruturais.

### 2.2.2 Difração de raios- X

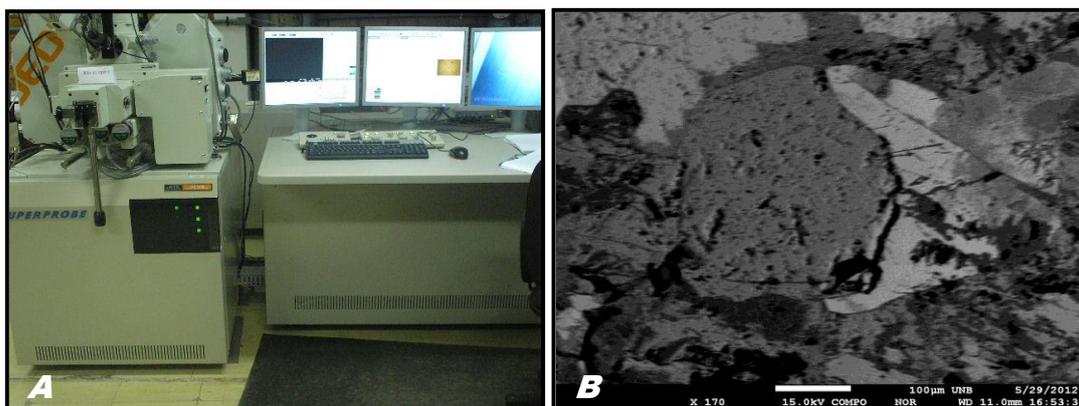
Para as análises de difratometria de raios-X, foram preparadas 12 amostras representativas dos protominérios e minérios estudados no *Laboratório de Geotécnica e Prospecção DEGEO-UFC*.

As amostras para análises de rocha total foram pulverizadas e as amostras para análises de fases minerais individuais foram separadas com broca diamantada usada em serviços odontológicos – Modelo KG SORENSE. Após a preparação as amostras foram levadas ao *Laboratório de Raios - X (Departamento de Física) da UFC* – com modelo *X'PERT PRO MPD (PW 3040/60)*, da Panalytical, equipado com Goniômetro PW3050/60 (Theta/Theta) e com tubo de raios-X cerâmico de anodo de Cu ( $K\alpha_1$  1,5406 Å), modelo PW3373/00, foco fino longo, 2200W, 60kv. O detector utilizado foi do tipo RTMS, X'Celerator. A aquisição de dados foi feita com o software *X'Pert Data Collector*, versão 2.1a, e o tratamento dos dados com o software *X'Pert HighScore* versão 2.1b, também da Panalytical. Foram utilizadas as seguintes condições de análise: Voltage (kV): 40Kv e corrente de 35mA: intervalos de leitura  $2\theta$  entre 5 e 70. A identificação das fases foi realizada utilizando o programa da Panalytical (*X'Pert HighScore Plus*), associado com um banco de dados ICDD (*International Center for Diffraction Data*) de 2003.

### 2.2.3 Análise Química Mineral

As análises químicas minerais foram realizadas por *Microsonda Eletrônica* – modelo *CAMECA SX-50* de fabricação francesa com quatro espectrômetros *WDS* verticais e um sistema *EDS KeveX* no laboratório de microsonda da Universidade de Brasília (UnB), sendo uma ferramenta importante na identificação de minerais e sua composição química (Figuras 2.1).

**Figuras 2.1** - A) Microsonda Eletrônica – modelo CAMECA SX-50 utilizado para identificação de minerais e B) Exemplo de uma imagem de cristais de granada vista no equipamento do laboratório de microsonda da UNB.



As condições de operacionalidade da microsonda foi de uma voltagem de 15 kV, corrente com intensidade de 20 mA na amostra e um feixe eletrônico com diâmetro de 0,5 a 1 micrôn. O microscópio óptico do sistema tem uma capacidade de aumento de 400 vezes. Para realização dessas análises, foram preparadas seis seções no total (delgadas e polidas). Em seguida, foram metalizadas com grafite sob condições de vácuo quase absoluto. Obteve-se de cada amostra, em média, sete a dez diferentes pontos, analisados em cada espécie mineral. Os registros dos dados analíticos foram acumulados em registradores (*scalers*), acoplados ao equipamento da microsonda, após receber os sinais originados e amplificados dos detetores. A composição química média dos óxidos do mineral corresponde à média aritmética dos vários pontos analisados. Os resultados serão abordados no capítulo VII.

#### 2.2.4 Geocronologia (Isótopos U-Pb em zircão)

##### a) Preparação das amostras

Três amostras de gnaisses ortoderivados e paraderivados da Unidade Algodões foram coletados para análises geocronológicas U/Pb em zircão. As amostras com cerca de 10Kg, foram inicialmente britadas, moídas e peneiradas no *Laboratórios de Geotécnica-LAGETEC* (UFC) nas frações (100mesh e <200mesh). A preparação foi continuada no *Laboratório de Geocronologia do Departamento da Universidade de Brasília (UnB)*, onde as frações retidas foram submetidas ao processo de deslamagem em balde para retirada de argilas e impurezas, posterior obtenção dos concentrados de minerais pesados

com o uso de bateia. Após secagem, o concentrado passou pelo separador magnético isodinâmico *Frantz* para retirada do material magnético e concentração dos minerais pesados transparentes contendo zircão. (Figuras 2.2).

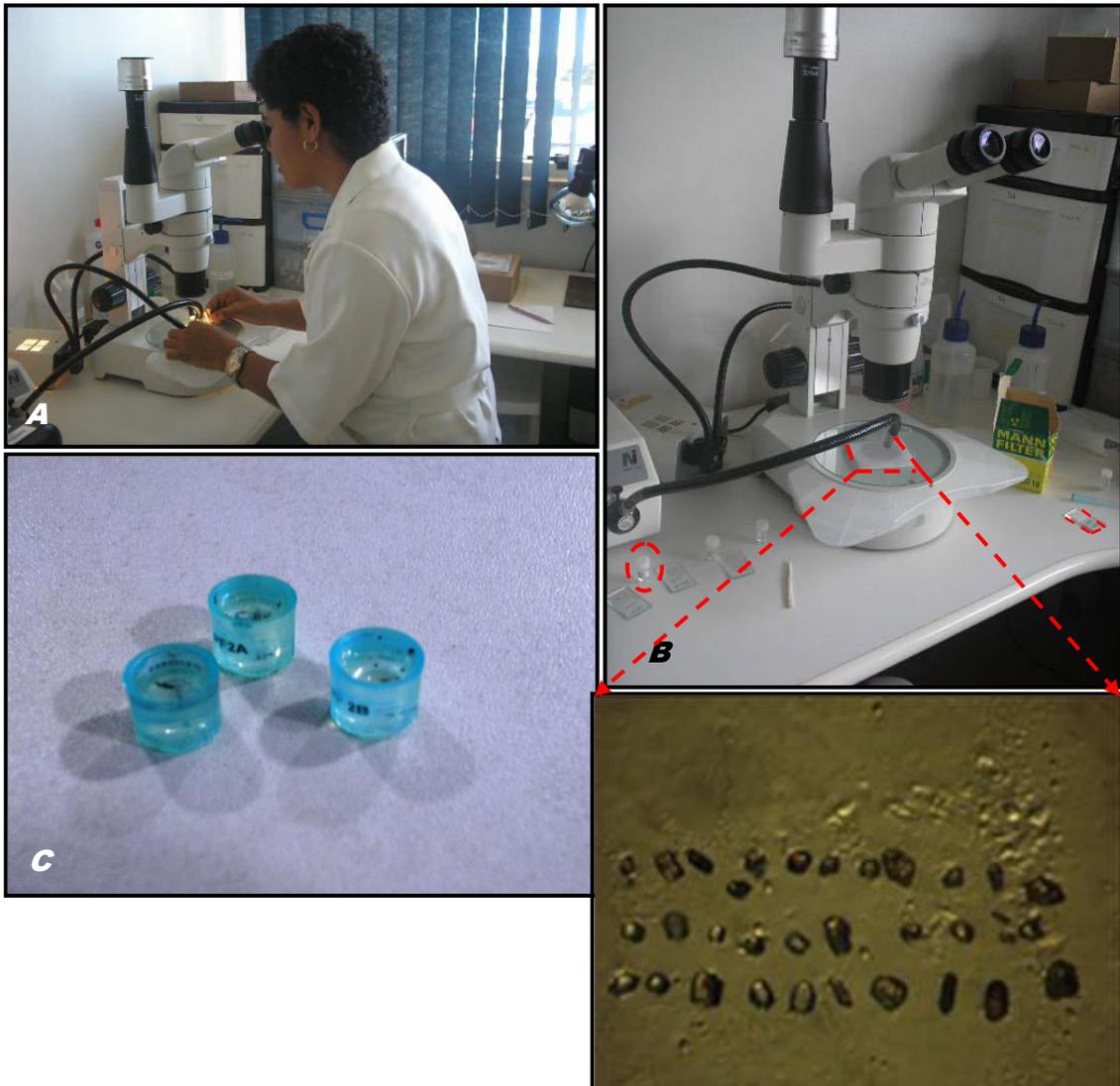
**Figuras 2.2** - (A) Deslamagem para retirada de argilas e impurezas; (B) Concentração gravimétrica com batéia; (C) Secagem da amostra; e (D) Os minerais com diferentes susceptibilidades magnéticas foram colocados no separador magnético *Frantz* submetidos a correntes de 0,5A, 1,0A e 1,8.



#### b) Obtenção da Idade Geocronológica

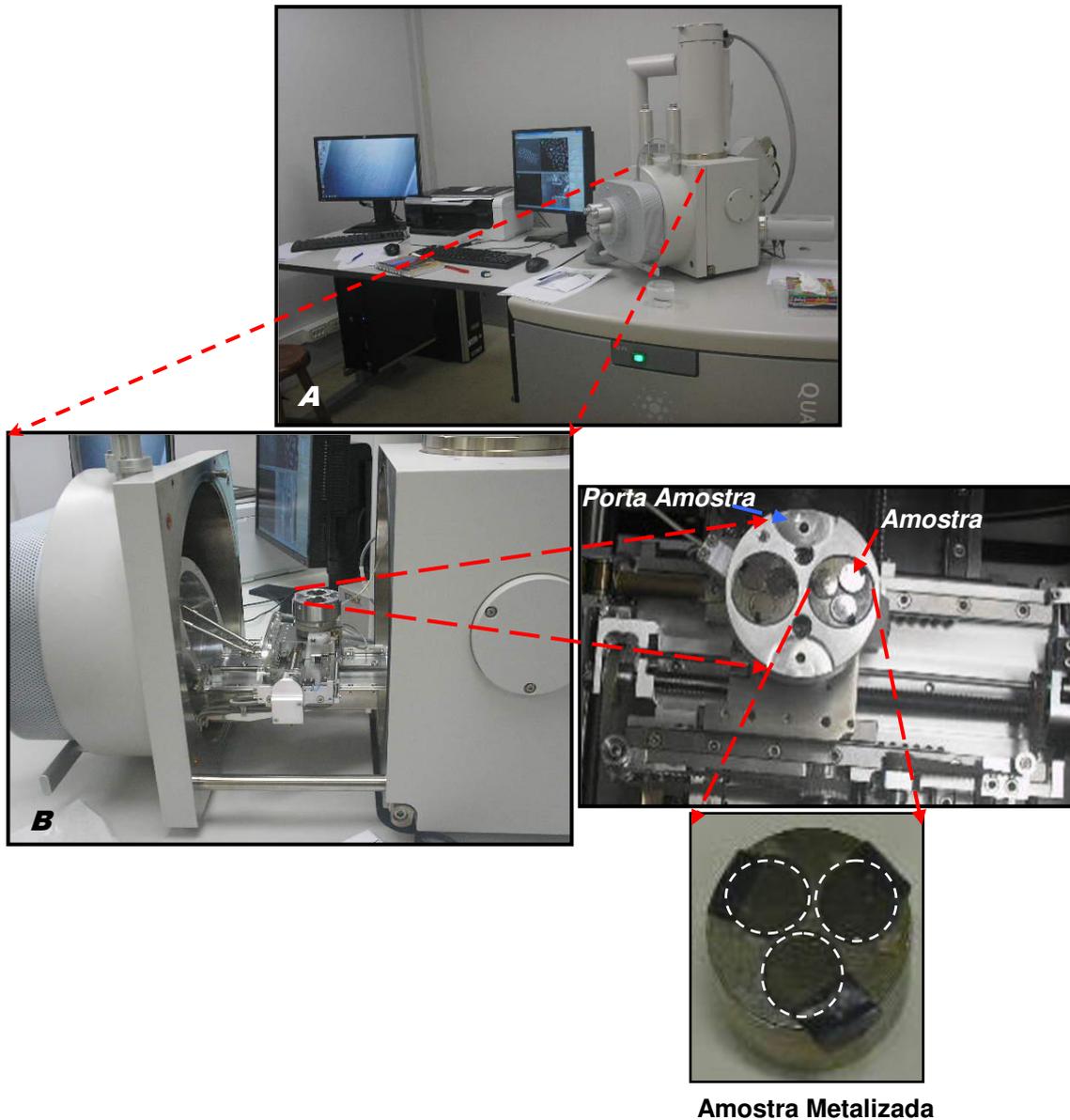
Com a utilização da lupa binocular, aproximadamente 60 grãos de zircão foram fixados e enfileirados ordenadamente sobre uma lâmina de vidro com o auxílio de fita dupla face para a montagem dos *mounts* coberto por resina epóxi. Após a secagem os *mounts* contendo os zircões são desgastados, com auxílio de lixa muito fina e pasta de diamantes, até que sejam atingidas as porções mais limpas e inalteradas dos grãos (Figuras 2.3).

**Figuras 2.3** - (A) Concentração de zircões; (B) Montagem da lâmina com zircões; e (C) Montagem do *mount* com resina epóxi e polimento.



Após a montagem dos *mounts*, foi realizada a metalização, onde através de um equipamento – *Sputtering* é pulverizada em uma fina camada de ouro sobre as amostras. Este revestimento permite a interação dos feixes de elétrons com a amostra, ocorrendo à emissão de sinais que possibilitam a posterior leitura. Após a metalização, as amostras foram acondicionadas em recipientes fechados, a fim de evitar contato com poeira, pois a contaminação pode prejudicar a interpretação na leitura do material. As amostras seccionadas foram coladas com adesivo de carbono à superfície dos suportes. Em paralelo, foi realizado um mapa (desenho) indicando a disposição das amostras de zircão na lâmina, bem como sua identificação, a fim de facilitar a análise. Em função do tempo de preparo e visualização das amostras no *MEV*, o indicado é disponibilizar um número maior de suportes (Figuras 2.4).

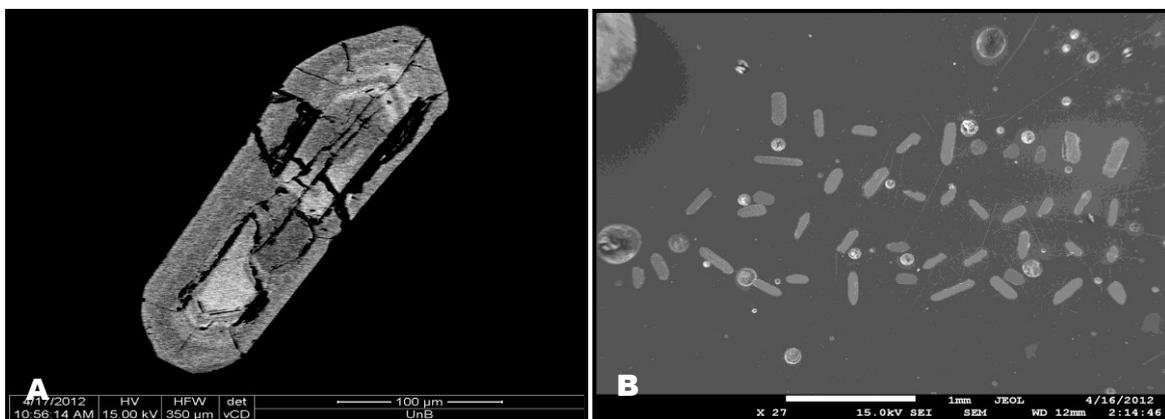
**Figuras 2.4** - A) Vista geral do MEV (Microscopia Eletrônica de Varredura), utilizado no laboratório de geocronologia e B) Câmara das amostras com mesa para fixação dos suportes metálicos.



Após a metalização, as amostras foram colocadas no porta amostra para a realização do imageamento, o qual é gerado por um feixe de elétrons que percorre a superfície da amostra em linhas contíguas e paralelas. Um filamento aquecido libera elétrons que são acelerados em direção à amostra por uma diferença de potencial elétrico entre a amostra e o filamento. O fluxo de elétrons é focalizado em um feixe por um conjunto de lentes eletromagnéticas. As interações do feixe eletrônico com a amostra são captadas por diversos tipos de detectores e transformadas em imagens. Estes elétrons são captados por um detector cuja resposta modula o brilho de um tubo de raios catódicos, e que é

varrido com sincronismo com o feixe eletrônico. Portanto, a cada ponto da amostra corresponde um ponto da tela, e nele é mapeada a resposta do objeto ao feixe (Figuras 2.5).

**Figuras 2.5** - A) Vista da imagem geral dos zircões e B) Exemplos da imagem vista no MEV de amostra (PF2A) analisada no laboratório de geocronologia.



Para análise *in situ* de alta resolução segundo a metodologia proposta por *Buhn et.al, (2009)* foi utilizado o equipamento *Thermo Finningan Neptune*, datados por *laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry* (LA-MC-ICP-MS) acoplado a um laser no Laboratório de Geocronologia da UnB.

As amostras de *mount* de resina, contendo os zircões previamente desgastados, é inserida no espectrômetro de massa, que determina as razões  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  e  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  dos grãos dos 60 grãos analisados. A amostra é, então, vaporizada e transportada, junto com gás Hélio, através de um tubo de quartzo coberto por uma “manta” de ouro, que serve como filtro e remove partículas de mercúrio, cujo isótopo  $^{204}\text{Hg}$  interfere na leitura do  $^{204}\text{Pb}$ , utilizado na correção de Pb. O gás Hélio é combinado com gás Ar e levado até o detector, equipado com 6 contadores de íons (IC - ion *counters*), que são calibrados com uma solução de  $^{206}\text{Pb}$ . O sinal é coletado em blocos com 40 ciclos de 1049 segundos cada. As razões  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  e  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  obtidas são tratadas matematicamente e transformadas em idade absoluta através de um software (Ludwing, 2003). A geração dos gráficos de U-Pb foi realizada no programa ISOPLOT v.3.

### **2.3 Confeccão dos mapas e tabelas**

A partir das etapas de campo, foram gerados mapas baseados nos dados observados nos afloramentos e lâminas petrográficas. São eles: Mapa geológico, mapa de pontos e mapa de prospecção da jazida, além de tabelas contendo as principais informações dos pontos. Os mapas de campo foram digitalizados nos *softwares ArcGis 9.3, Global Mapper 8.0, Autocad 2012 e Surfer 8.0.*

### **2.4 Etapa Final**

Esta etapa consistiu na integração e interpretação dos dados adquiridos no decorrer de toda a pesquisa, culminando com a elaboração do texto final da dissertação.

## CAPÍTULO III - CONDICIONANTE GEOAMBIENTAIS E ASPECTOS SÓCIO-ECONÔMICOS

### 3. Clima

O clima da região do município de Choró é do tipo Tropical Quente Semi-árido Brando e Tropical Quente Semi-árido, com duas estações distintas: uma chuvosa, com início em Janeiro e final em Abril; e outra seca, que se estende de Maio a Dezembro (Figuras 3.1). As médias anuais de precipitação pluviométrica e temperatura são respectivamente 992,2 mm e 27°C, *Funceme/Ipece (2011)*.

**Figuras 3.1.** - Condições climáticas da região, onde se observam as duas estações: (A) estação chuvosa e (B) estação seca.



### 3.1 Hidrografia

O município está totalmente inserido na bacia hidrográfica do rio Choró. Entre os seus afluentes estão os rios: Três Irmãos, Cangati; e os riachos: das Ferras, Caiçarina, dos Cavalos, os Caçados e Mutamba. No leito do rio Choró está construído o Açude Choró, que é a principal reserva hídrica municipal. O padrão de drenagem é dendrítico e bastante denso, devido à impermeabilidade das rochas cristalinas. O potencial hídrico de superfície é bastante baixo devido ao relevo desfavorável, solos pouco espessos, rochas granítico-gnáissicas impermeáveis e escoamento torrencial. O rio Choró, como na grande maioria dos cursos de água cearenses, sofre influência das variações das precipitações pluviométricas, sendo suas descargas máximas observadas na época das chuvas (janeiro a abril).

### 3.2 Solos

O contexto pedológico da região desenvolve-se em domínios típicos da depressão sertaneja, caracterizados por solos normalmente rasos a medianamente profundos, com incidência de afloramentos rochosos e pavimentos detríticos. As classes dominantes incluem: litólicos, podzólicos vermelho-amarelo, bruno não cálcico e planossolos, segundo dados (*Ipece, 2011*). Mais especificamente na área pesquisada estão presentes os solos dos tipos:

- Neossolos litólicos que constituem solos rasos ou muito rasos, pouco desenvolvidos, com deficiência em água e rala espessura; e os
- Podzólicos vermelho-amarelo representados por solos profundos e intemperizados (*Inplance – 1997*).

### 3.3 Vegetação

A cobertura vegetal da região está representada em sua grande maioria por dois tipos de espécies: caatinga arbustiva densa e caatinga arbórea, cuja localização da área de pesquisa corresponde ao domínio semiárido dos sertões cearense (Figuras 3.2). A caatinga arbustiva densa exibe uma vegetação rala de pequeno porte, com caule de pouca espessura e desenvolve-se sobre solos arenosos com pouca profundidade e a caatinga arbórea (floresta caducifólia espinhosa) apresenta-se como um tipo florestal quase sempre com expressão fisionômica de mata seca (*Ipece, 2011*).

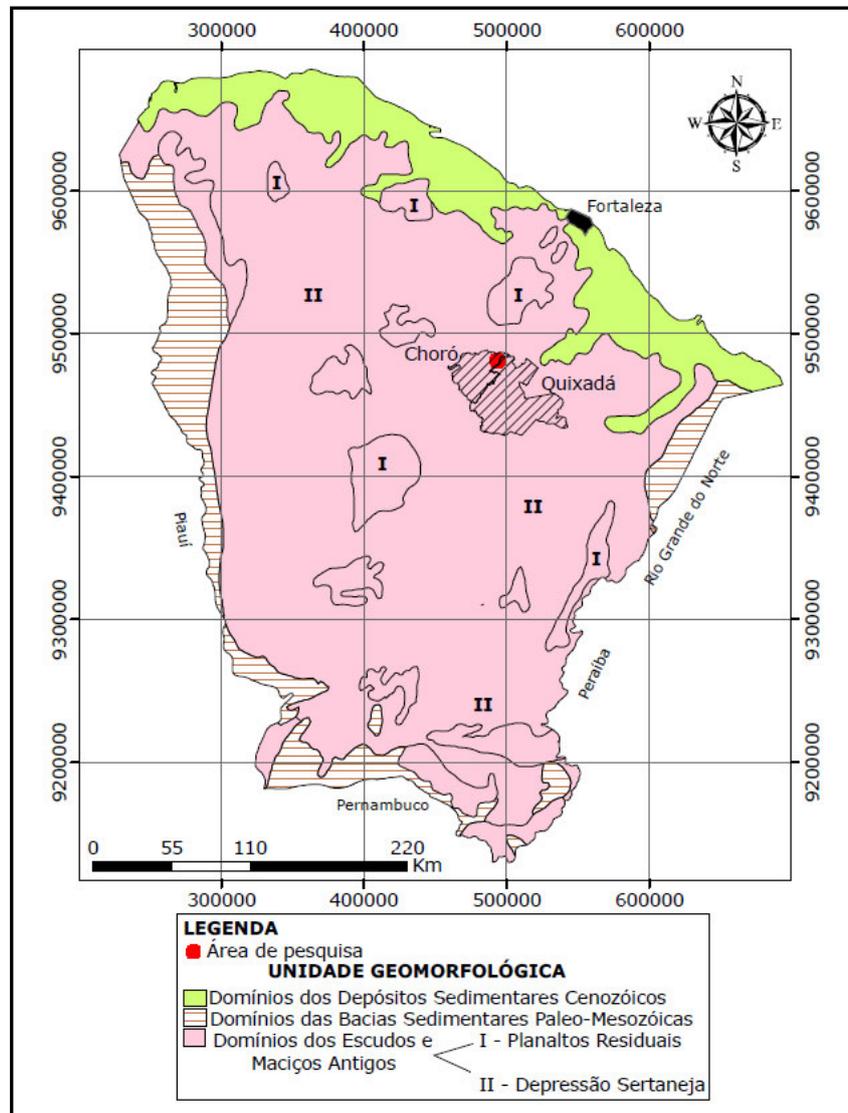
**Figuras 3.2** - (A) Representada pela caatinga arbustiva densa e (B) Caatinga arbórea. Obs: A principal ocorrência de manganês da área está representada com linha tracejada vermelha.



### 3.4 Geomorfologia

Segundo Sousa (1988), no Estado do Ceará as influências estruturais se manifestam através da ocorrência de relevos próprios dos Núcleos Cratônicos e das Bacias Sedimentares. As litologias presentes influenciam produzindo diferentes fácies de dissecação e formas resultantes do trabalho seletivo dos processos morfodinâmicos. O referido autor classificou o relevo do Estado do Ceará em três Domínios morfo-estruturais (Figura 3.3): Domínio dos Depósitos Sedimentares Cenozóicos e Tabuleiros pré-litorâneos; Domínio das Bacias Sedimentares Paleozóicas e Mesozóicas (áreas sub-úmidas, planalto calcário e planalto sedimentar) e o Domínio dos Escudos e Maciços Antigos (Depressão sertaneja e Maciço residual).

**Figura 3.3** - Mapa dos Domínios Geomorfológicos do Ceará modificado de *Souza (1998)*.



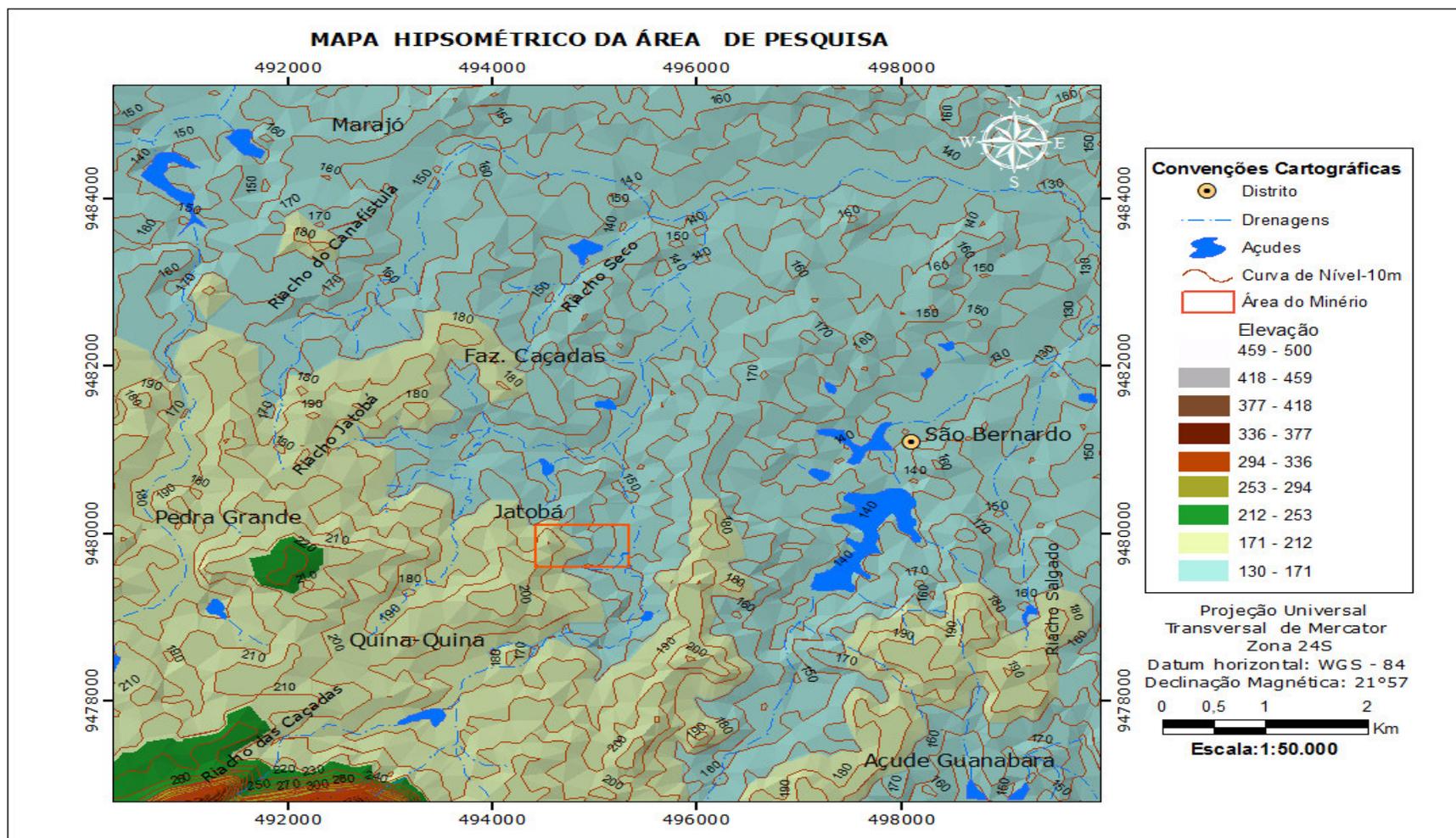
Neste último encontra-se inserida a região da área em estudo dominado pela depressão sertaneja (Figuras 3.4).

**Figuras 3.4** - Vista panorâmica da geomorfologia local destacando a depressão sertaneja no município de Choró. Ao fundo, observa-se o Maciço de Baturité, parte dos domínios dos Escudos e Maciços Antigos.



A maior parte da área de pesquisa está no contexto da Depressão Sertaneja. As formas de relevo exibem reflexo de tectônica remota e traduzem a relação morfologia com a litologia e com evidências de flutuações climáticas cenozóicas. A maior evidência de tais flutuações é a existência de extensas depressões derivadas de denudação. Este tipo de relevo deriva de interferências diversas: são relevos típicos dos núcleos cratônicos ou porções estáveis da Plataforma incluindo os Maciços Antigos metamorfizados e submetidos às influências do tectonismo plástico e ruptural. A dissecação ocorre através dos processos modeladores, frutos da evolução morfogenética gerando formas variadas de serras, morros e colinas que se destacam por vezes das extensas Superfícies Aplainadas. A serra é formada pela dissecação de leucogranito pórfiro da Unidade Algodões e concentra as nascentes dos principais cursos de água temporários que drenam a área nos períodos de chuva. Em linhas gerais, o relevo da área se caracteriza pelo predomínio de colinas suaves dissecadas em rochas gnáissicas e graníticas da Unidade Algodões, intercaladas com regiões rebaixadas e planas de interflúvios. As altitudes médias variam entre 190 e 160 metros com forma orientada grosseiramente paralela ao *trend* geológico regional. Em uma destas colinas, situadas na porção sudeste, localiza-se a jazida que concentra as principais ocorrências de manganês da área (Figura 3.5).

Figura 3.5 - Relevo da área de pesquisa representado em mapa.



### **3.5 Aspectos Sócio-Econômicos**

De acordo com os dados do IPECE (2011), o município de Choró ocupa uma área de 815,76 km<sup>2</sup>, integrando a Microrregião Geográfica de Quixadá. Informações obtidas a partir de dados do Censo 2010 - IBGE a estimativa da população é de 13.439 habitantes, correspondendo uma densidade demográfica de 15,76 habitantes/km<sup>2</sup>.

Segundo informações da Secretaria da Saúde do Estado do Ceará – SESA (2010), todas as unidades estão vinculadas ao SUS (Sistema Único de Saúde), sendo administrado pela prefeitura, através de atendimento em Posto de Saúde, e Centro de Saúde. O município de Choró dispõe de estabelecimentos de ensino, sendo federal, estadual, municipal e particular, compreendendo os níveis fundamental e médio de escolaridade, de acordo com a Secretaria da Educação Básica – SEDUC (2010). O setor de comunicação tem a participação da TELEMAR, com telefones convencionais instalados. Choró dispõe de serviços de transporte rodoviário. Os transportes rodoviários são dominantes, tanto para pessoas quanto para cargas e se fazem principalmente pelas estradas CE-060, numa distância de 155,7 km entre Fortaleza e Choró. A rede rodoviária municipal tem situação de leito natural. A estrutura fundiária é semelhante àquela das demais regiões do nordeste brasileiro, caracterizada pela concentração de grandes extensões de terras improdutivas, nas mãos de poucos proprietários, ficando uma pequena parcela sobre o domínio de muitos proprietários, constituindo minifúndios onde se verifica o uso excessivo da terra, com o objetivo de subsistência em prazo curto. O setor primário da economia municipal relaciona-se à produção agrícola tradicional como milho e mandioca, feijão, algodão herbáceo, castanha de caju e frutas diversas. O extrativismo vegetal sobressai na fabricação de carvão vegetal, extração de madeiras diversas para lenha e construção de cercas, além do desenvolvimento de atividades com oiticica e carnaúba. Na pecuária extensiva destaca-se a criação de bovinos, ovinos, caprinos, suínos e aves.

## CAPÍTULO IV - MINÉRIO DE MANGANÊS: ESTADO DA ARTE

### 4. Minerais de Manganês

O manganês encontra-se na natureza combinado com outros elementos, formando minerais, na sua maioria, óxidos. Na literatura são registradas centenas de minerais de manganês, mas somente alguns componentes minerais destacam-se como os mais comuns protominérios e minas de manganês (Damasceno 2007), (Tabela 4.1) e (Tabela 4.2). De um modo geral, eles ocorrem na natureza nas formas de óxidos, hidróxidos, silicatos e carbonatos (Harold e Taylor, 1994) de acordo (Tabela 4.3) com suas classificações e suas fórmulas químicas.

**Tabela 4.1** - Minerais de manganês mais explorados nas minas do Brasil (Damasceno 2007).

| Mineral                             | Composição                   |
|-------------------------------------|------------------------------|
| Criptomelana                        | $K_2Mn_8O_{16}$              |
| Manganita                           | $MnO(OH)$                    |
| Pirolusita, N'sutita                | $\alpha MnO_2, \gamma MnO_2$ |
| Hausmanita                          | $MnO_4$                      |
| Psilomelana e outros óxidos amorfos | $(Ba, H_2O)_2Mn_5O_{10}$     |

**Tabela 4.2** - Minerais explorados como minério de manganês nos protominérios (Damasceno, 2007).

| Mineral      | Composição           |
|--------------|----------------------|
| Rodonita     | $MnSiO_3$            |
| Rodocrosita  | $MnCO_3$             |
| Espessartita | $Mn_3Al_2Si_3O_{12}$ |
| Alabandita   | $MnS$                |

**Tabela 4.3** - Classificação dos principais minerais de manganês e suas relativas fórmulas químicas, segundo (Harold e Taylor, 1994).

| Óxidos                      |  | Hidróxidos                   |  |
|-----------------------------|--|------------------------------|--|
| Criptomelana                | $\text{KMn}_8\text{O}_{16}$                            | Manganita                    | $\text{MnO}(\text{OH})$  |
| Pirolusita                  | $\text{MnO}_2$   | Grautita                     | $\text{MnO}(\text{OH})$  |
| N-sutita                    | $\text{MnO}_2$   | Pirocroita                   | $\text{Mn}(\text{OH})_2$   |
| Hollandita                  | $\text{BaMn}_8\text{O}_{16}$                           | Litioforita                  | $(\text{Li,Al})\text{MnO}_2(\text{OH})_2$                          |
| Bisnessita                  | $\text{MnO}_2$   | Psilomelana                  | $\text{BaMn}_5\text{O}_{10}\text{H}_2\text{O}$                     |
| Bixbyita                    | $\text{MnO}_3$   | Todorokita                   | $[(\text{Na,Ca,K})_2\text{Mn}_6\text{O}_{12}(\text{H}_2\text{O})]$ |
| Jacobsita                   | $(\text{Mn, Fe})\text{O}_4$                            | <b>Silicatos Anidros</b>     |  |
| Hausmannita                 | $\text{Mn}_3\text{O}_4$                                | Rodonita                     | $\text{MnSiO}_3$   |
| Manganosita                 | $\text{MnO}$   | Piroxmangita                 | $\text{MnSiO}_3$   |
| <b>Silicatos Hidratados</b> |  | Tefroita                     | $\text{Mn}_2\text{SiO}_4$  |
| Bemetita                    | $(\text{Mn,Mg, Fe})_6\text{SiO}_4(\text{O,OH})_4$      | Espessartita                 | $\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$                   |
| Neotocita                   | $(\text{Mn,Fe})\text{SiO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ | Braunita                     | $\text{Mn}(\text{Si}_2\text{O}_3)$                                 |
|                             |  | <b>Carbonatos e Sulfetos</b> |  |
|                             |  | Rodocrosita                  | $\text{MnCO}_3$  |
|                             |  | Alanbandita                  | $\text{MnS}$   |

Os depósitos de manganês ocorrem em diferentes tipos no registro geológico da Terra associados à atividade hidrotermal direta, processos sedimentares e intemperismo continental. Embora os processos possam estar relacionados, cada um envolve mecanismos diferentes que colocam os depósitos em tipos genéticos específicos. Os antigos ambientes foram determinados pela intensidade, tectonismo, vulcanismo, atividade hidrotermal, composição da atmosfera e hidrosfera e desenvolvimento da biosfera, todos variando com o tempo (Roy 1997).

## 4.2 Evolução da atmosfera e hidrosfera

A composição da atmosfera e hidrosfera foi inicialmente controlada por perda de voláteis do manto seguido progressivamente por fotossíntese e soterramento de carbono orgânico. Na Terra primitiva, a luminosidade solar era aproximadamente 30% menor que hoje, sendo compensado pelas altas concentrações de  $\text{CO}_2$  na atmosfera que aumentou a temperatura da superfície, evitando o congelamento global (Kasting 1987). O  $\text{CH}_4$  e  $\text{NH}_3$  estavam presentes, talvez apenas em quantidades traço na atmosfera.

Então, a atmosfera primitiva, provavelmente foi dominada por CO<sub>2</sub> (+CO) seguido por N<sub>2</sub>, com traços de H<sub>2</sub> e gases de enxofre reduzidos. O oxigênio presente encontrava-se em baixa concentração. Com o tempo, a produção fotossintética de oxigênio e sua proporção relativa aumentaram gradualmente devido a soterramento de carbono orgânico subjugando a diminuição do vulcanismo e do fluxo de gases reduzidos (*Kasting 1993*). A evolução da atmosfera e a oxigenação da hidrosfera mostram um controle primário da deposição dos depósitos de minério sedimentares de manganês e ferro. A atmosfera e a hidrosfera foram modificadas em períodos distintos em relação à concentração de CO<sub>2</sub> x O<sub>2</sub> e temperatura, o que influenciou nos processos geoquímicos exógenos. A atividade tectônica e/ou magmática, diferindo em intensidade e talvez em estilo, era a força motriz para as modificações da composição da atmosfera-hidrosfera. A atividade biológica, particularmente a fotossíntese, teve importante papel. Inicialmente o oxigênio era produzido fotossinteticamente e largamente consumido por gases vulcânicos ácidos e Fe<sup>+2</sup>. Reciprocamente, a indução tectônica para o soterramento do carbono orgânico e/ou a diminuição da atividade vulcânica/hidrotermal pôde conduzir gradualmente à concentração de oxigênio na atmosfera (*Roy 1997*).

### 4.3 Evolução dos Depósitos de Manganês ao Longo do Tempo

Os depósitos de manganês são conhecidos por serem formados durante os primeiros 800 milhões de anos na história da Terra. *Kasting, (1987)* propôs um modelo de quatro estágios simplificado para indicar um aumento progressivo de fugacidade (fO<sub>2</sub>) durante o Pré-cambriano no sistema atmosfera-oceano (Tabela 4.4).

**Tabela 4.4** - Evolução das condições físico-química da atmosfera e hidrosfera, durante o Pré-cambriano (Modificado de *Kasting 1987*). Depósitos de Manganês do Proterozóico Superior.

| Estágio                        | I   | II  | III   | IV                                    |
|--------------------------------|---|---|---|---------------------------------------|
| <b>Tempo</b>                   | 3.8 - 2.0 Ga.   | 2.4 - 1.9 Ga.                               | 1.9 - 0.9 Ga.                               | 0.9 - 0.6 Ga.                         |
| <b>Atmosfera</b>               | Redutora,<br>fO <sub>2</sub> 10 <sup>-14</sup> PAL max. | Oxidante,<br>fO <sub>2</sub> ~0,03 PAL max. | Oxidante,<br>fO <sub>2</sub> ~0,02 PAL min. | Oxidante                              |
| <b>Hidrosfera (superfície)</b> | Redutora,<br>fO <sub>2</sub> ~0,08 PAL max.             | Oxidante                                    | Oxidante                                    | Oxidante                              |
| <b>Hidrosfera (profunda)</b>   | Redutora  | Redutora                                    | Oxidante                                    | Intermediária,<br>Oxidante e Redutora |

#### 4.3.1 Arqueano

No arqueano o número pequeno de depósitos manganésíferos reflete a deficiência de oxigênio na atmosfera e na hidrosfera (Tabela 4.4). Os primeiros depósitos aparecem apenas no final do arqueano quando essas duas esferas tornaram-se mais oxidantes. Nesse período os poucos importantes depósitos foram formados, por exemplo, no Supergrupo Rio das Velhas (Brasil) e no Grupo Chitradurga (Índia), ambos encaixados em formações ferríferas bandadas. Nesse tipo de depósito a deposição preferencial do ferro é facilitada pela sua solubilidade menor se comparada ao manganês. Uma análise dos exemplos arqueanos não sugere uma origem vulcânica para o manganês. Mesmo presentes na sequência estão separadas dos depósitos por camadas não mineralizadas. Por isso infere-se que a fonte do manganês tenha sido da água do mar, já que nos oceanos arqueanos o ambiente redutor permitiria o acúmulo do elemento. A origem dos carbonatos manganésíferos não é tão prontamente esclarecida, mas parece ter significado geológico o fato de que no Supergrupo Rio das Velhas os depósitos se restringem a rochas carbonáticas (Roy 1997).

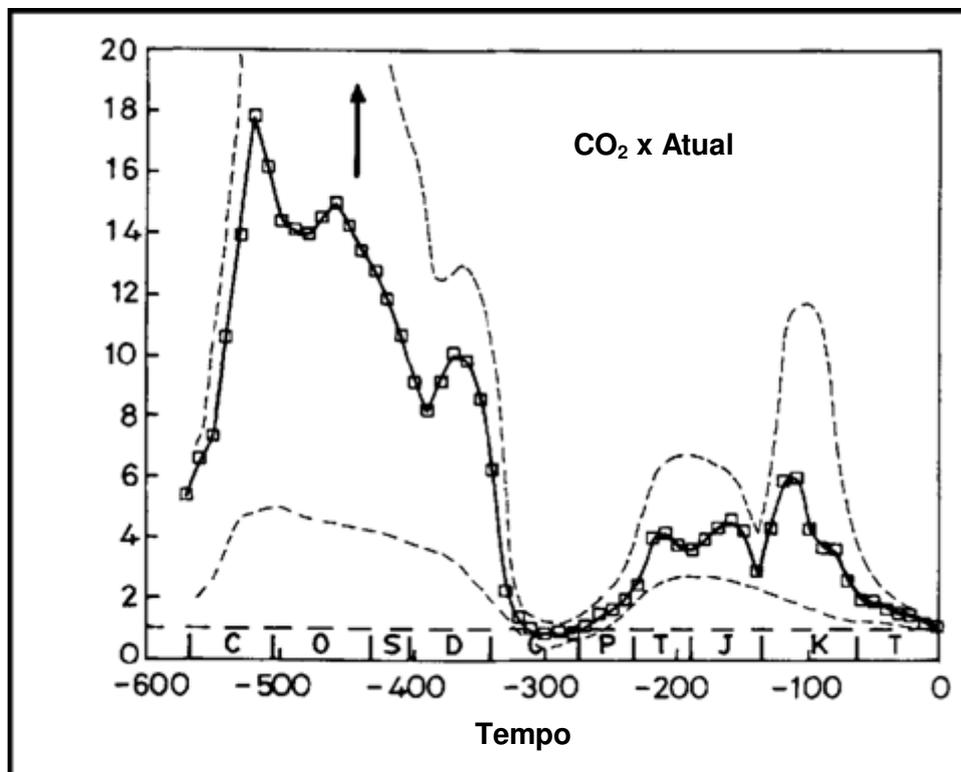
#### 4.3.2 Proterozóico

A deposição em grande escala do manganês começou no início do Proterozóico, possivelmente devido às mudanças que ocorreram na Terra, isso foi possível graças a oxigenação da atmosfera e estabilização de um sistema oceano estratificado (estágio II). O  $Mn^{+2}$  dissolvido era concentrado em ambiente de água profunda e anóxica, e a fonte poderia ser hidrotermal ou terrígena. No Proterozóico Médio com idades entre 1,9 - 0,9 Ga. (estágio III) produziram pouquíssimos depósitos manganésíferos. Esse declínio pode ser atribuído ao aumento da oxigenação total da atmosfera que impediu o acúmulo de manganês dissolvido. No Proterozóico Superior formaram-se depósitos significativos novamente. Uma análise dos exemplos desse período demonstra a importância de grandes episódios de rifteamento continental e eventos glaciais para o desenvolvimento de oceanos estratificados (estágio IV). Durante a glaciação, a formação de extensas calotas isolaria a água subjacente a elas cortando o suprimento de oxigênio. A água se tornaria anóxica permitindo o acúmulo do Mn. Por outro lado, com o derretimento das geleiras, a oxigenação da água promoveria a sua deposição (Roy 1997).

#### 4.4.3 - Fanerozóico

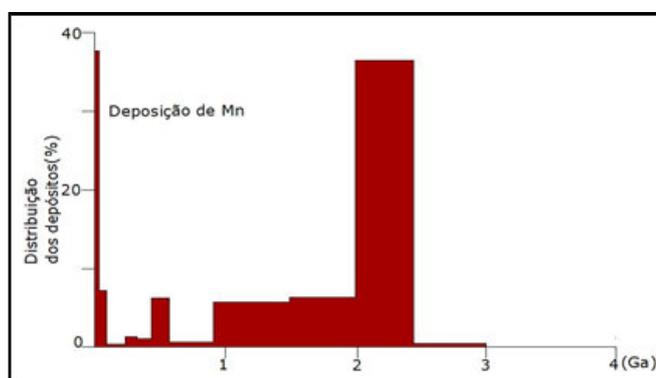
Durante o Fanerozóico a biodiversidade aumentou e a quantidade de  $\text{CO}_2$  na atmosfera flutuou consideravelmente (Figura 4.1). Essa variação foi causada por mudanças na taxa de soterramento sedimentar de matéria orgânica, intemperismo de silicatos e rochas carbonáticas nos continentes e também por liberação de  $\text{CO}_2$  por processos vulcânicos e metamórficos. A variação do  $\text{CO}_2$  na atmosfera determina a frequência e duração de períodos quentes e frios que por sua vez afetam o grau de estratificação dos oceanos. Estudos de casos envolvendo os principais depósitos mostra que a deposição de manganês durante o Fanerozóico foi aproximadamente contemporânea aos oceanos estratificados e está relacionada com eventos de transgressão-regressão causados por efeitos estufa. Esse estudo revela também que a maior parte da deposição manganesífera aconteceu em bacias intracratônicas e em margens continentais rifteadas (Roy 1997).

**Figura 4.1-** Melhor estimativa, ou padrão de referência de curva, de  $R_{\text{CO}_2}$  versus tempo. A seta indica a que, no início Paleozóico valores pode ser maior. As linhas tracejadas representam uma estimativa de erro. (Berner, R. A. 1991. American Journal of Science, 291.371).



Atualmente, os depósitos de manganês sedimentares originaram-se em ambientes de mar profundo, em contraste com as modernas escalas de profundidade de deposição, as configurações geológicas das evidências dos antigos depósitos que foram formados em ambiente de bacias em águas rasas (Roy 1988, 1997, 2006). A Figura 4.2 mostra a distribuição dos depósitos de manganês através do tempo geológico com base nos dados de *Veizer et. al. (1989)*. Observa-se que os depósitos de manganês são no máximo no Proterozóico.

**Figura 4.2** - Distribuição dos depósitos de manganês ao longo do tempo geológico com base nos dados de *Veizer et. al. (1989)*.



#### 4.5 Fonte e transporte de manganês

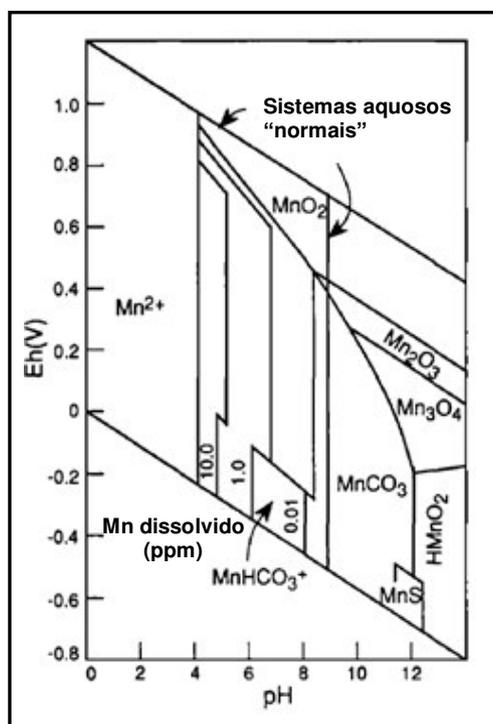
A determinação precisa da fonte de manganês em depósitos antigos é complexa. Conforme Roy (1997), processos hidrotermais e o intemperismo terrestre servem como fontes primárias para o manganês em bacias deposicionais. A zona litorânea tem um grande papel no ciclo geoquímico do manganês durante o transporte. A mistura entre as águas fluviais contendo manganês dissolvido, com águas marinhas, pode conduzir à floculação do manganês, gerando depósitos de óxido de manganês no litoral. Nos ambientes litorâneos, pode haver enriquecimento dos sedimentos em matéria orgânica, na presença de plâncton. A decomposição bacteriana pode consumir oxigênio suficiente para os sedimentos ficarem suboxidantes ou anóxidos. As partículas de óxido de manganês soterrados em tais sedimentos são assim reduzidas a  $Mn^{+2}$ , dissolvidos enriquecem o nível superior em  $Mn^{+2}$ , sendo carregado da zona litoral para os oceanos. Se a concentração de  $Mn^{+2}$  e de bicarbonato dissolvido, alcançar um nível que excede a solubilidade da fase do carbonato,

há produção e fixação de carbonatos de manganês nos sedimentos reduzidos, impedindo o  $Mn^{+2}$  de enriquecer o nível superior (Roy 1997).

#### 4.6 Comportamento geoquímico do manganês no sistema oceano-atmosfera

O ciclo do manganês envolve intemperismo, transporte, deposição e alteração, cujos controles sobre a solubilidade incluem o Eh (nível de oxigênio) e o pH (nível de acidez do ambiente deposicional). Esses mecanismos são exercidos pelas variações geoquímicas dos oceanos, do nível do mar e do clima (Figura 4.3) (Frakes & Bolton, 1992).

**Figura 4.3** - Campo de estabilidade de óxidos e carbonatos de manganês. Extraído de Hem (1972).



O diagrama acima mostra as regiões de estabilidade para os sólidos e da solubilidade de manganês, bem como as formas dominantes de soluto. O campo de estabilidade inclui  $MnO_2$ ,  $Mn_2O_3$ ,  $Mn_3O_4$ , e o  $Mn(OH)_2$  em diferentes pH-Eh (Hem 1972). As pequenas modificações de Eh - pH nos sistemas aquosos pode alterar na tipologia do protominério. Adicionalmente a presença de  $HCO_3^-$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $HPO_4^{2-}$  e matéria orgânica podem afetar o comportamento das condições exógenas no momento de deposição do manganês (Roy 1981,

2006). Entretanto, estudos experimentais de equilíbrio no sistema manganês-água em temperatura e pressão ambiente confirmaram que o manganês é muito mais solúvel que o ferro (*Hem 1972 e Roy 2006*). Além da remoção física através da erosão de rochas e solos, o manganês é removido principalmente por processos químicos, nos quais a água subterrânea dissolve os minerais manganesíferos em condições ligeiramente redutoras. Posteriormente, é carregado abaixo do perfil do solo e transportado lateralmente, eventualmente, para os oceanos, onde ele está tanto em partículas oxidadas quanto no estado dissolvido  $Mn^{+2}$ , este último associado à matéria orgânica dissolvida. Após o transporte, as soluções ricas em manganês começam a reagir e formar minerais de manganês, geralmente óxidos e hidróxidos. Muitas destas bacias ricas em sedimentos manganesíferos experimentam metamorfismo, formando novos minerais (silicatos e carbonatos) (*Frakes & Bolton, 1992*).

#### **4.7 Classificação dos Depósitos de Manganês**

Os depósitos de manganês podem ser classificados, em função de sua origem e subsequente modificação: vulcanogênicos, hidrotermais, sedimentares, metamórficos, enriquecimento supergênico; e nódulos de manganês. No Brasil são constituídos três tipos de depósitos de manganês (*Abreu 1973; Gonçalves e Serfaty 1976*): sedimentares, metamórficos e enriquecimento supergênico. Na área de pesquisa os depósitos sedimentares pré-cambrianos sofreram deformação metamórfica e posteriormente enriquecimento supergênico, o que será abordado nos capítulos posteriores.

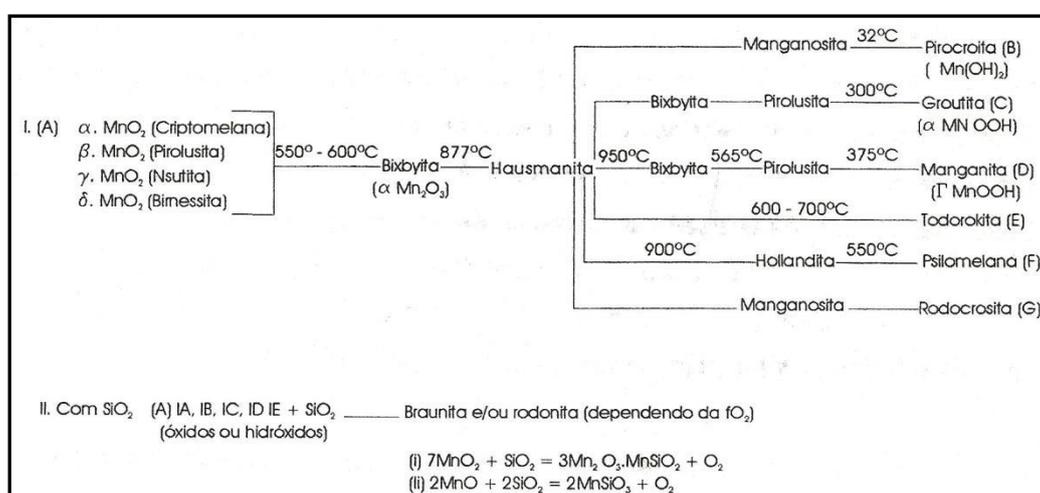
##### *4.7.1 Depósitos de Manganês Sedimentares*

Segundo (*Roy 1997*), os depósitos sedimentares de manganês ultrapassam os outros tipos em relação ao tamanho, distribuição espacial e temporal. Estes ocorrem encaixados em sequências sedimentares, raramente vulcânicas, muitas das quais fornecem informações úteis sobre a geoquímica e o ambiente tectônico. Evoluem através de um conjunto de estágios: fornecimento de metal por uma ou várias fontes; transporte para uma bacia sedimentar; e/ou concentrando durante a diagênese (*Roy 1997, 2006*).

#### 4.7.2 - Depósitos de Manganês Metamórficos

Muitos depósitos sedimentares de manganês sofreram transformações minerais através do metamorfismo regional ou de contato, devido ao aumento de temperatura, pressão e efeito da  $fO_2$  (fugacidade de oxigênio). Segundo Roy (1981), os depósitos metamorfizados de manganês são classificados em formações (óxidos, óxido-silicato, óxido-carbonato) e associações mistas que refletem a química inicial, composição mineralógica dos sedimentos e a intensidade do metamorfismo (Figura 4.4).

**Figura 4.4** - Transformação de minerais de manganês em temperatura ascendente. Reproduzida de Roy (1981).



Os depósitos de óxido de manganês metamorfizados podem formar braunita ou bixbyita dependendo da composição disponível (sílica, ferro, etc.), da temperatura e da fugacidade de oxigênio ( $fO_2$ ). A Braunita, uma vez formada, permanece estável. Esses óxidos metamorfizados formam hausmannita que ocorre em função do aumento de temperatura e redução de jacobsita que reflete a perda de ferro. A rodocrosita pode ser dissociada devido à elevada temperatura que facilmente se converte em hausmannita. A formação de jacobsita depende do teor de ferro, composição original, temperatura e fugacidade de oxigênio ( $fO_2$ ).

Segundo Roy (1981), quando sedimentos manganésíferos associados com sílica e material argiloso são sujeitos a condições metamórficas, ocorrem reações do tipo descarbonatação, com elevada fugacidade de oxigênio ( $fO_2$ ), dando lugar a assembléias de silicatos de manganês (rodonita, piroxmanita e

outros piroxênios, espessartita, tefroíta, anfibólios e micas manganésíferas. As reações (hidróxidos, óxidos, carbonatos e silicatos) de baixa temperatura com outras fases contendo (Si, Al, Fe, Ca, etc.) em temperatura elevada, foram estudadas em sistemas naturais e sintéticos. O carbonato de manganês (rodocrosita) dissocia em  $MnO + CO_2$  em alta temperatura, desde que a composição da rodocrosita seja consideravelmente pura na série isomórfica  $CaCO_3$ - $MgCO_3$ - $FeCO_3$ - $MnCO_3$ , a temperatura de decarbonação varia de acordo com a composição presente  $FeCO_3$  (baixo),  $CaCO_3$  (alto) e  $H_2O$  na fase fluida. A assembléia mineral rodocrosita-hausmannita coexiste com manganosita em temperatura baixa e alta fugacidade de oxigênio ( $fO_2$ ).

O termo gondito, usado primeiramente na Índia por *Fermor (1909)* sugeria, na época, sedimentos manganésíferos metamorfizados de caráter estritamente não calcáreos e consistindo em espessartita e quartzo, geralmente com rodonita e silicatos de manganês. Por definição (*Glossário, 2010*) gondito corresponde a uma rocha metamórfica cujos componentes principais são a granada manganésífera (espessartita) e o quartzo; derivando fundamentalmente de camadas de chert de origem vulcanoquímica, associando, muitas vezes, com formações ferríferas.

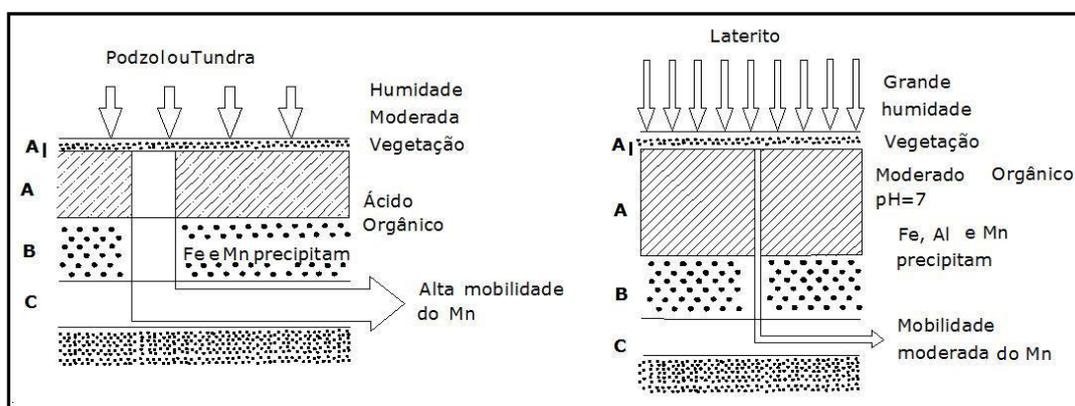
Atualmente utilizam-se os termos protominérios silicáticos, sílico-carbonático, carbonático por representarem designações mais realistas, embora o termo gondito tenha sido aplicado na literatura geológica (*Veríssimo, 1991*).

#### 4.7.3 - Depósitos Supergênicos de Manganês

Concentrações de manganês em zonas de intemperismo terrestre são comuns e podem produzir depósitos comerciais. O clima e o teor inicial de manganês na rocha fonte são fatores determinantes no processo. Por exemplo, em climas áridos e semi-áridos apenas camadas finas e esporádicas de óxido de manganês são formados por migração superficial não ocorrendo a formação de depósitos. Em zonas temperadas úmidas, solo podzólico rico em húmus permite a alta mobilidade do manganês liberado através de reações com ácidos orgânicos (Figura 4.5). Como resultado, o manganês é inteiramente levado pelo sistema de drenagem ao ciclo sedimentar. Já em condições

tropicais úmidas com vegetação e precipitação abundantes, aliadas a condições topográficas favoráveis (e.g. platôs) e a composições adequadas de rocha fonte, podem promover a formação de depósitos dentro da zona de intemperismo. Num perfil de solo a lixiviação de ferro e manganês pode acontecer simultaneamente ou preferencialmente. Como o manganês é o mais solúvel, de forma geral durante a lixiviação o ferro caminha menos e tende a se concentrar na camada superior enquanto o manganês concentra-se na inferior. Entretanto, a lixiviação seletiva de manganês ocasionalmente ocorre através de redução microbiótica enzimática (Roy 1997).

**Figura 4.5** - Mobilidade do manganês em perfis de solos genéricos modificado (Crerar et al. 1972).



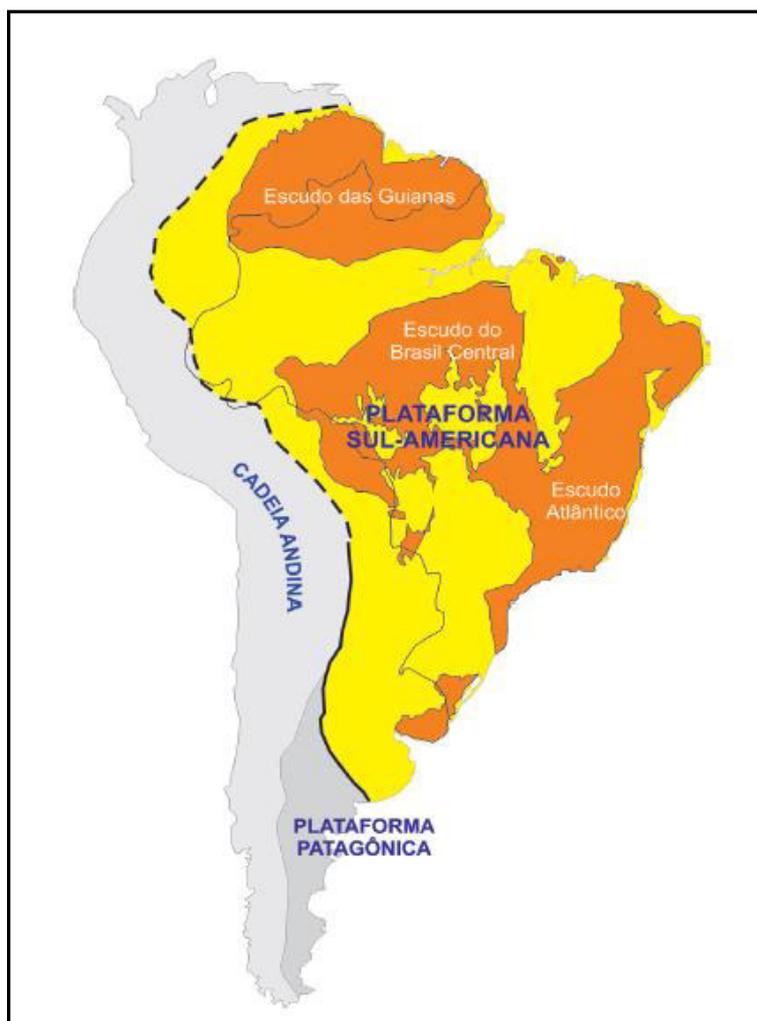
As rochas fonte mais apropriadas para a concentração supergênica do manganês são carbonatos manganésíferos seguidos de perto pelos silicatos de manganês. Óxidos de manganês são formados por oxidação *in situ* dos carbonatos ou por dissolução, migração vertical e lateral limitada e reprecipitação. Muitos depósitos carbonáticos situados em climas tropicais úmidos formam carapaças de óxidos/hidróxidos de manganês que constituem grandes depósitos. Exemplos conhecidos ocorrem no Brasil (Serra do Navio-AP; Morro da Mina-, MG; Azul-PA) e México (Molango) (Roy 1997).

## CAPÍTULO V- CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

### 5. Geologia Regional

A Plataforma Sul-Americana recobre uma área de aproximadamente 15 milhões de km<sup>2</sup> (Figura 5.1), dos quais 40% estão expostos em três escudos pré-cambrianos: Guiana, Brasil-Central (ou Guaporé) e Atlântico (*Almeida et al. 1976*). Parte da crosta continental exposta nestes escudos remonta a uma longa história de evolução crustal, com registros que vão do Arqueano ao Paleoproterozoico, consolidando-se como núcleos crustais estáveis ao final do ciclo orogênico Transamazônico (2100-1800Ma). A conformação final dos escudos pré-cambrianos delimitados por *Almeida et al. (1976)* ocorreu através da amalgamação de unidades supracrustais adjacentes aos blocos litosféricos durante a orogênese Brasileira (750-530Ma).

**Figura 5.1** – Escudos da Plataforma Sul-Americana, formados por rochas pré-silurianas. Retirado de Geologia do Brasil - Yaciteru Hasui (2012).

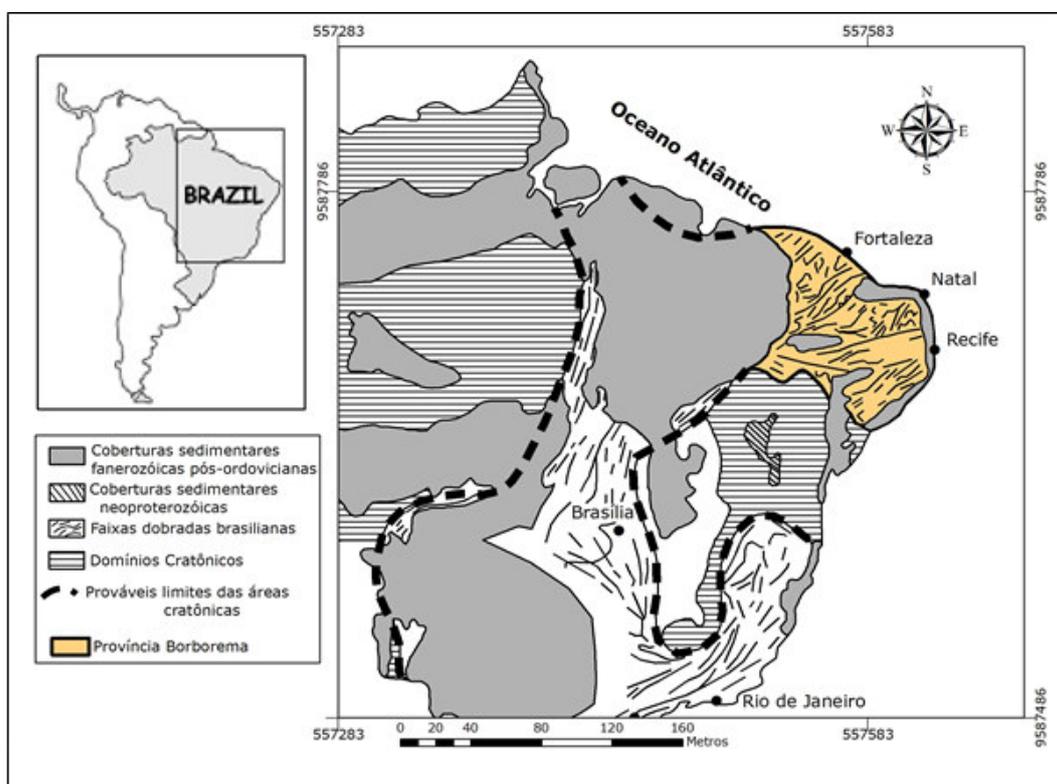


O Cráton do São Francisco compõe parte do Escudo Atlântico, localizado na porção centro-leste da Plataforma Sul-Americana. Este segmento crustal foi individualizado como uma unidade geotectônica por *Almeida (1977)*, cujos traçados limítrofes foram redefinidos por *Alkmim et al. (1993)* e *Alkmim (2004)*. As faixas de dobramento adjacentes ao Cráton do São Francisco representam o registro dos terrenos acrescidos às bordas do referido cráton através das colisões diacrônicas do ciclo Brasiliano e foram designadas da seguinte forma: Araçuaí (*Província Mantiqueira, Almeida 1977*), Brasília (*Província Tocantins, Almeida 1977*), Rio Preto (*Província Tocantins, Inda et al. 1984*), Riacho do Pontal e Sergipana (*Província Borborema, Brito-Neves 1979*).

### 5.1 Província Borborema

A Província Borborema constitui uma das dez províncias estruturais brasileiras definidas por *Almeida et al. (1977)*. (Figura 5.2)

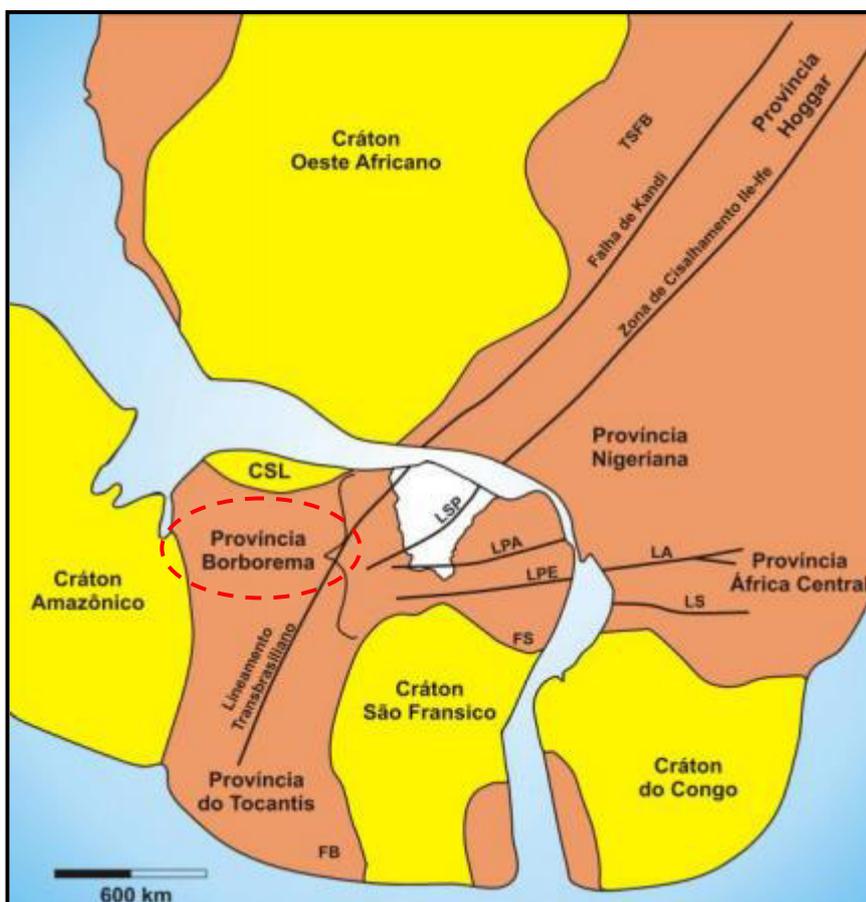
**Figura 5.2** - Localização da Província Borborema no Brasil definida por Almeida et al. (1977) (adaptado de Schobbenhaus & Campos, 1984).



Corresponde a porção oeste de uma extensa faixa orogênica Brasiliana/Pan-Africana formada a partir da convergência dos Crátons Amazônico, São Luís-Oeste Africano e São Francisco-Congo (Figura 5.3). A

convergência e aglutinação dos crátons durante o Neoproterozóico formaram o supercontinente Gondwana Oeste. A subsequente fragmentação do Gondwana Oeste durante o Paleozóico/Mesozóico ocorreu devido à abertura do Oceano Atlântico Sul responsável pela configuração atual do continente Sul- Americano e Africano (CPRM 2008).

**Figura 5.3** - Reconstrução de parte do Gondwana Oeste, mostrando as principais massas cratônicas em amarelo e as faixas móveis em laranja. As zonas de sutura brasileiras/pan-africanas são marcadas pelas linhas pretas. LA= lineamento Adamaoua, FB= Faixa Brasília; LPA= Lineamento Patos, LPE= Lineamento Pernambuco, FS= Faixa Sergipana, LS= Lineamento Sanaga, CSL= Crátón São Luís, LSP= Lineamento Senador Pompeu, TSFB= Cinturão de dobramento Transbrasiliiano (Modificado de Fetter, 1999).



A Província Borborema em sua totalidade cobre uma superfície superior a 450.000 Km<sup>2</sup> (Brito Neves et al. 2001) e representa uma complexa história geológica do Nordeste brasileiro e exibe um quadro composto por unidades de intrínca evolução geológica em tempos arqueanos-proterozoicos.

A Província é dividida por extensas zonas de cisalhamento em diversos blocos ou domínios orogênicos, caracterizados por evolução tectono-metamórfica e associação litológica específica (Caby et al. 1991). O atual

arcabouço regional da província é resultante do regime dessas zonas, de caráter predominantemente transcorrente, produto da justaposição de blocos e/ou faixas de diferentes graus metamórficos, muitos deles com história evolutiva.

### **5.1.1 Domínios e Compartimentação Geotectônica**

A área que foi estudada, localiza-se na sub-província Borborema Sententrional-Domínio Ceará Central (Figura 3.3), que além deste ainda existem outros dois domínios (ver, p. ex, Brito Neves et al, 2000), Domínio Médio Coreaú, a NW do DCC divididos pelo Linimento Transbrasiliano, e Domínio Rio grande do Norte, a SW do DCC, divididos pelo Lineamento Senador Pompeu, (Santos et al., 2004).

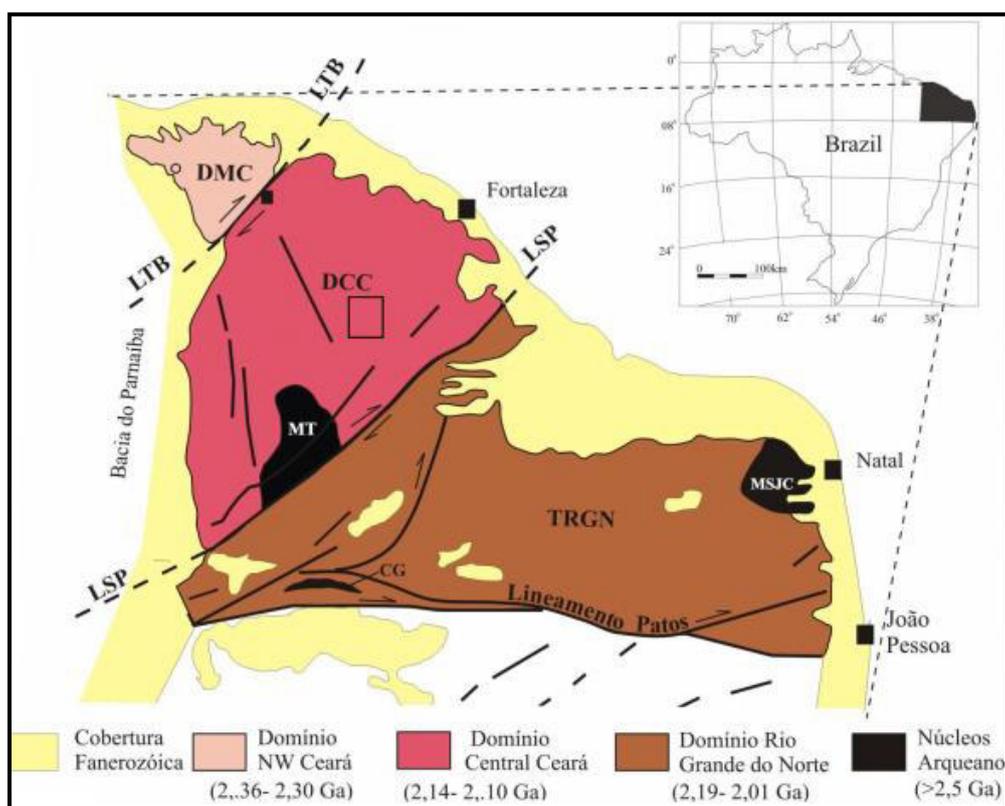
A área pesquisada está localizada no setor nordeste da Província Borborema, mais especificamente na porção centro-norte do Estado do Ceará, conhecida geologicamente como Domínio Ceará Central. A Província Borborema, recentemente dividida em domínios geotectônicos neoproterozóicos, é formada por blocos crustais amalgamados durante a orogênese (colagem) brasileira. (Fetter et al. 2000 e Santos et al. 2004) identificam três elementos estruturais principais de escala continental (Figura 5.3):

- i) Lineamento Transbrasiliano (Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II);
- ii) Zona de Cisalhamento Senador Pompeu; e
- iii) Zona de Cisalhamento Patos.

Entre estas estruturas ocorrem mega domínios estruturais, sendo eles: Domínio Noroeste Central, Domínio Ceará Central, Domínio Rio Grande do Norte. Nesta Província destacam-se diversos maciços de idade Arqueana-Paleoproterozóica (Rio Piranhas – São José de Campestre e Pernambuco-Alagoas) (Brito Neves 1983; Van Schmus et al., 1997; Dantas et al. 1997; Dantas et al., 1999; Santos et al., 1999). Destaque tem-se no Domínio Ceará Central rochas gnáissicas de idade arqueana (Terrenos Mombaça e Maciço de Tróia-Pedra Branca) (Fetter, 1999) e paleoproterozóica inferior a médio (Tauá-Santa Quitéria) (Fetter, 1999; Martins, 2000). Rochas

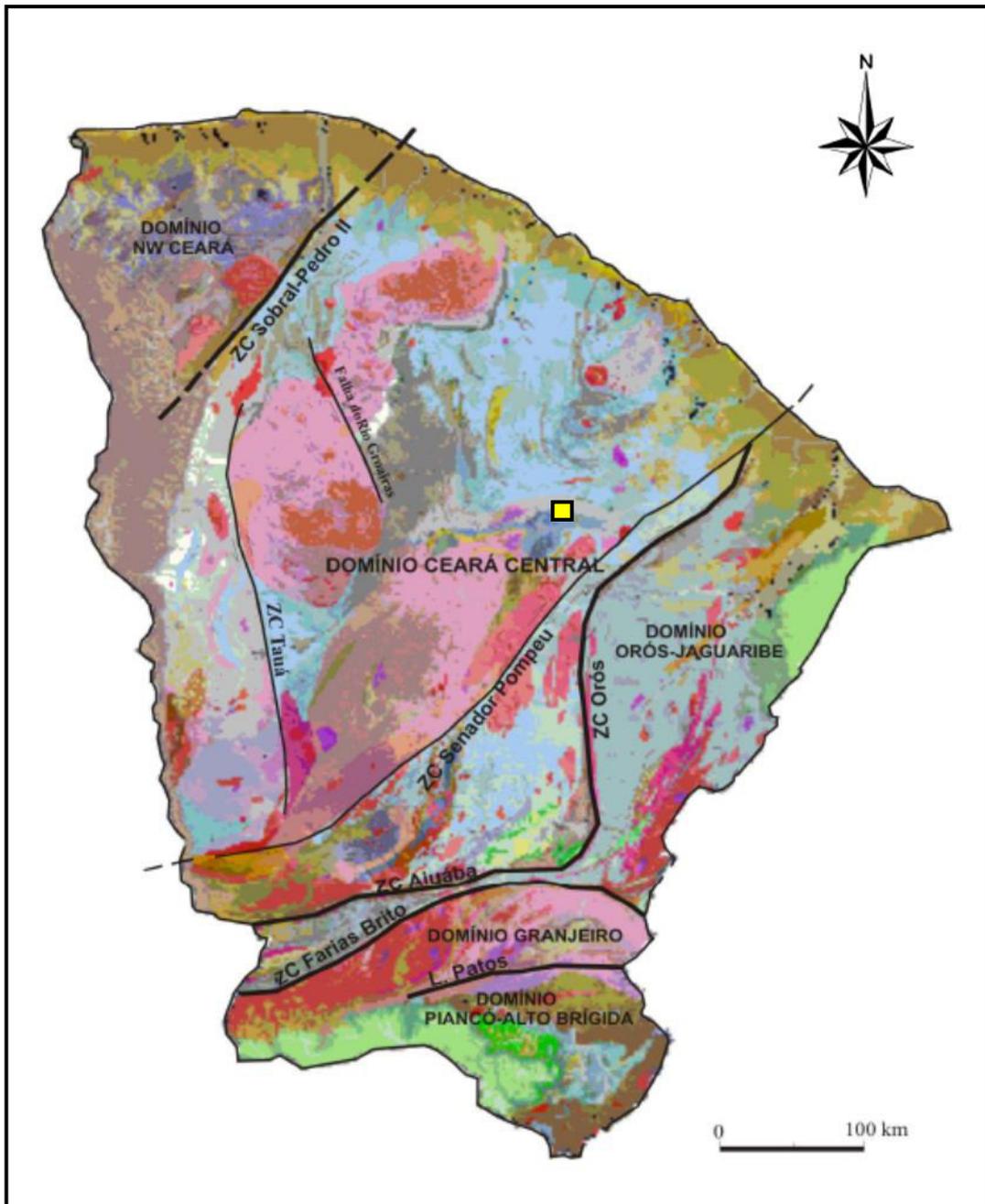
metavulcanossedimentares de idade Mesoproterozóica, estão registradas na Faixa Orós-Jaguaribe (Sá, 1991; Van Schmus et al., 1995). Este domínio tem uma área de aproximadamente 80.000 Km<sup>2</sup> e é delimitado a NW pela Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (Lineamento Transbrasiliano), a SE pela Zona de Cisalhamento Senador Pompeu. A SW-W é encoberto pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba.

**Figura 5.3** - Esboço geológico regional da porção setentrional da PB e arredores do Lineamento Patos. MSJC: Maciço São José Campestre, MT- Maciço de Tróia, LTB: Lineamento Transbrasiliano, LSP: Lineamento Senador Pompeu. (Fonte: Fetter, 1999, modificado por Santos et al., 2004).



Dados geocronológicos obtidos por Dantas (1992 e 1997); Van Schmus et al. (1997); Fetter (1999); entre outros, confirmam a existência de ciclos tectônicos (2,7Ga., 2,1Ga., 1,0Ga. e 0,6Ga.), além de alguns eventos discretos (3,4Ga., 3,2Ga., 1,7Ga., 0,8Ga.), que resultaram em modificação das estruturas e composição das rochas. Arthaud et al. (1998), subdividiram o embasamento Pré-Cambriano do Estado do Ceará em cinco domínios tectono-metamórficos: Cinturão Piancó-Alto Brígida; Granjeiro; Sistema Orós-Jaguaribe; Ceará Central; e Noroeste do Ceará (Figura 5.4).

**Figura 5.4** - Subdivisão geotectônica do Estado do Ceará reproduzido de *Arthaud et al. 1998*, modificado e superposto ao mapa geológico do Estado do Ceará, 1:500.000 *Cavalcante et. al., 2003*.



Para melhor interpretação, foi adotada nesta dissertação a subdivisão tectonoestratigráfica da porção Setentrional da Província Borborema formada por três domínios (Van Schmus et al., 1995; Brito Neves et al., 2000 e 2001; Fetter et al., 2003), dando destaque ao Domínio Ceará Central onde encontra-se inserida a área de pesquisa.

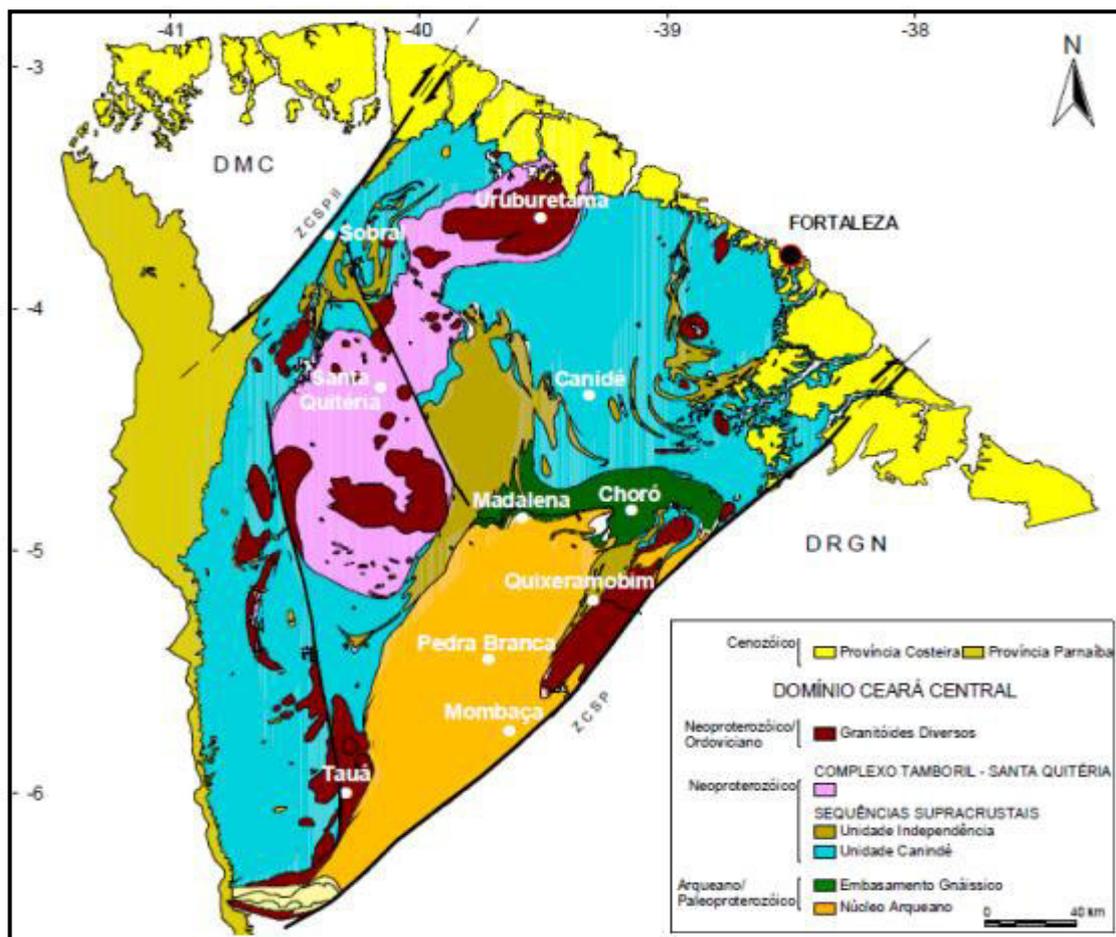
### **5.1.2 Domínio Ceará Central**

Esse Domínio é delimitado a NW pela zona de cisalhamento Sobral-Pedro II (Lineamento Transbrasiliano), a SE pela zona de cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP), e a SW-W é encoberto pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba (*Van Schmus et al. 1995* e modificado por *Fetter et al. 2003*). O Domínio Ceará Central é subdividido em maciços gnássico-migmatítico graníticos de Tróia e Santa Quitéria e sistemas de Dobramentos Jaguaribeana, conforme *Brito Neves et al. (1975)*, onde a maioria expõe terrenos do embasamento fortemente retrabalhados, superpostos, em algumas áreas, por faixas de rochas supracrustais. Apesar de esta terminologia ter sido continuamente modificada, as denominações das unidades geotectônicas resistiram às formulações teóricas (*Martins et al. 2000*). *Arthaud et al., (1998)*, divide o Domínio Ceará Central como caracterizado por grandes nappes recumbentes bem preservadas que envolvem o embasamento policíclico e os trabalhos pioneiros fazem menção no âmbito deste Domínio, a maciços gnássico-migmatíticos, como Tróia e Santa Quitéria e aos sistemas de Dobramentos Jaguaribeano e Rio Curu Independência e com a evolução dos estudos geocronológicos, os mesmos foram reposicionados na cronoestratigrafia regional. O Complexo Santa Quitéria anteriormente posicionado no Arqueano foi recentemente posicionado no Neoproterozóico. rochas supracrustais e relata para o conjunto um metamorfismo de alta pressão associado ao empilhamento de nappes, evoluindo em direção a um metamorfismo de alta temperatura, com descompressão de nappes, enquanto condições de mais baixas pressões afetaram o embasamento para-autóctone. Subsequentemente dominaram processos transpressionais ao longo da zona de cisalhamento Senador Pompeu, através da quais conjuntos alongados de plutons foram intrudidos. *Arthaud (2007)* reclassifica estas quatro unidades, subdividindo-as em: a) embasamento policíclico (Complexo Cruzeta e Sequência Choró-Algodões); b) coberturas metassedimentares monocíclicas (Grupo Ceará); c) complexo anatético-ígneo monocíclico (Complexo Tamboril-Santa Quitéria); d) granitos brasileiros e molassas tardi-brasilianas.

Em revisão bibliográfica das últimas décadas, para o setor setentrional da Província Borborema, merecem destaque os trabalhos precursores de *Brito*

Neves (1975; 1978); Santos e Brito Neves (1984); Santos et al., (1984); Caby (1985); Caby & Arthaud (1986); Arthaud & Hartman (1986), nos quais foram individualizadas extensas faixas marginais e interiores, desenvolvidas no Ciclo Brasileiro, alternando com maciços gnáissicomigmatito- graníticos, cujas idades radiométricas Rb-Sr, foram atribuídas ao Paleoproterozóico e Arqueano, sendo retrabalhadas no Neoproterozóico (Figura 5.5).

**Figura 5.5** - Mapa Geológico simplificado do Domínio Ceará Central. DMC - Domínio Médio Coreaú; DRGN - Domínio Rio Grande do Norte; ZCSP II - Zona de Cisalhamento Sobral Pedro II; ZCSP - Zona de Cisalhamento Senador Pompeu. (Teixeira, 2005).



### 1 - Núcleo Arqueano

Localizado na porção sul do Domínio Ceará Central, corresponde a um remanescente de crosta arqueana, originariamente conhecida como “Maciço Tróia” (Brito Neves, 1975). Ocupa uma área com cerca de 6.000 Km<sup>2</sup> em meio a segmentos de rochas mais recentes, sendo dividido em dois blocos separados pela zona de cisalhamento Sabonete-Inharé (Fetter, 1999): bloco Tróia-Pedra Branca, a oeste, e bloco Mombaça, a Leste. O primeiro constitui um complexo greenstone-gnaiss de caráter juvenil e idades U-Pb em zircão entre

2,68 e 2,78 Ga e valores de Nd (TDM) de 2,69 a 2,81 Ga. O segundo apresenta gnaisses TTG exibindo assinatura de retrabalhamento crustal com idades U-Pb em zircão entre 2,79 e 2,86 Ga e idades modelos de Nd (TDM) variando entre 2,78 e 3,04 Ga.

## 2 - Terrenos Acrescionários do Paleoproterozóico Médio

*Fetter (1999)* coloca-os como a maior área de exposição do Domínio Ceará Central, em parte coincidindo com aquela exposição apresentada por *Cavalcante et al. (2003)* como complexo Ceará. Nele se inserem além de tratos de ortognaisses tonalíticos a granodioríticos, metagrauvas, metaturbiditos, metapelitos, biotita-paragnaisses, quartzitos, rochas máficas, anfíbolitos e raras metavulcânicas ácidas (*Fetter, 1999*).

No Domínio Ceará Central os ortognaisses exibem idades de cristalização (U-Pb em zircão) nas porções: Noroeste (2,10 a 2,16 Ga) e sudeste (2,13 a 2,14 Ga), enquanto que, as idades modelos Nd (TDM) desses ortognaisses, não exibem nenhum controle geográfico (*Fetter et al, 2003*), e variam de 2,22 a 2,44 Ga com  $\epsilon\text{Nd}(t)$  entre +1.9 e -0.6. Paragnaisses exibem  $\epsilon\text{Nd}(t)$  oscilando de 0,41 a 2,85.

A cerca de 30 km a leste da cidade de Independência estão localizadas as rochas metavulcânicas ácidas, encontrando-se alternadas com metagrauvas e metaturbiditos. Segundo *Fetter (1999)*, essas rochas apresentam zircão eudral que indica idade de cristalização de  $2.151 \pm 5$  Ma e idade modelo (TDM) de 2,22 Ga com  $\epsilon\text{Nd}(2.150)$  de 2,5, enquanto as metagrauvas associadas tem idade modelo (TDM) variando de 2,28 a 2,34 Ga, sendo interpretada como uma seqüência juvenil, ocorrendo no Paleoproterozóico Médio com vulcanismo e sedimentação tipo flysh. *Martins et al. (1998)* fazem menção a mise en place ou a colocação de plutons félsicos em uma associação de rochas metasedimentares e rochas máficas, que ocorre a cerca de 10 km a oeste de Quixadá, denominada Seqüência Algodões. A intrusão tem idade (U-Pb em zircão) de  $2.131 \pm 11$  Ma, enquanto os dados Sm – Nd dão idade modelo (TDM) de 2,23 Ga com  $\epsilon\text{Nd}(2.150)$  de +1,98. As metagrauvas associadas exibem idades modelos (TDM) de 2,22 a 2,26 Ga e  $\epsilon\text{Nd}(2.200)$  de 0,41 a 2,85.

Segundo *Martins et al. (1998)* e *Fetter (1999)*, os dados isotópicos acima mencionados sugerem que esses gnaisses evoluíram sem influência de crosta arqueana provavelmente como terrenos de arco de ilha em ambiente aberto antes de colidirem com a crosta arqueana. A interpretação é a de que o crescimento crustal se deu no Paleoproterozóico médio por meio da acreção de uma série de terrenos de arco de ilha durante cerca de 50 Ma, no decorrer da Orogenia Transamazônica.

### 3 - Arco Santa Quitéria

É constituído por corpos batolíticos, de composição granítica a diorítica, de arco continental, cobrindo cerca de 40.000 Km<sup>2</sup> (Maciço Santa Quitéria de *Brito Neves, 1975*; Complexo Tamboril-Santa Quitéria de *Braga et al. 1977* e *Cavalcante et al. 1993*; Complexo Santa Quitéria de *Fetter, 1999*), desenvolvido entre 665 e 591 Ma (*Fetter et al. 2003*), localizado na porção norte do Domínio Ceará Central. As rochas vulcânicas que flanqueiam o batólito apresentam a idade U-Pb mais antiga (665 Ma). Nas rochas do batólito predominam idades modelo (TDM) de 0,9 a 1,6 Ga. Este fenômeno de valores híbridos de isótopos de Nd, porém, é uma característica que comumente se observa em rochas de arco continental devido a variáveis interações entre magmas juvenis e componentes enriquecidos de litosfera mais velha, em locais de margem ativa (*Fetter et al. 2003*).

### 4 - Supracrustais Neoproterozoicas

Correspondem as rochas supracrustais de idade Neoproterozóica tal como a sequência vulcano-sedimentar do Grupo Independência do DCC, a qual é correlacionada a outra sequência vulcano-sedimentar do domínio NW do Ceará, denominada Grupo Martinópolis. Este último repousa sobre gnaisses do Paleoproterozóico inferior e contém metariolito com idade U-Pb em zircão de 777±11Ma. O Grupo Independência é embasado por gnaisses do Paleoproterozóico médio do DCC, com vulcanismo de 772±31Ma (U-Pb em zircão). As idades modelos dessas duas sequências (1,06 a 1,30 Ga), são mais jovens que o embasamento Paleoproterozóico circundante (2,22 a 2,34 Ga) e próxima àquelas obtidas no arco magmático de Santa Quitéria (0,9 a 1,6 Ga). As idades modelos entre 1,06 e 1,30 Ga podem representar sequências associadas às regiões do arco, tipo bacias de retro arco, (*Fetter et al. 2003*).

Aliado a isso há a falta de evidências que apontem magmatismo do tipo rifte continental, tais como vulcanismo bimodal. Portanto, as duas sequências representam a evidência mais antiga de magmatismo convergente ao longo da margem noroeste da Província Borborema ocorrido à cerca de 780 Ma, sendo seguido pelo desenvolvimento de um extenso batólito de arco continental (batólito Santa Quitéria) entre cerca de 665Ma e 591Ma na parte central do Estado do Ceará.

## CAPÍTULO VI - CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁREA DE PESQUISA

### 6. Unidade Litológica Encaixante

Na área estudada, afloram rochas da Unidade Algodões, compostas por rochas ortoderivadas (gnaisses tonalíticos, granodioritos a dioritos, gnaisses migmatizados a milonitizados e anfibolitos), paraderivadas (biotita gnaisse, granada biotita gnaisse, anfibolito e granada anfibolito) e leucogranitos tardios (Mapa Geológico em anexo).

#### 6.1 Gnaisses ortoderivados

Esses litotipos são representados por gnaisses granodioríticos a tonalíticos, gnaisses dioritos, gnaisse migmatizados a milonitizados e se distribuem nos setores (nordeste, sudeste e noroeste) da área (mapa geológico). As dimensões das exposições são bastante variadas predominando em afloramentos de ordem métrica a decamétrica. Apresentam bandamento proeminente definido pela alternância de bandas máficas (biotita) e félsicas (quartzo e feldspato) (Figura 6.1).

**Figura 6.1-** A) Afloramento em forma de lajedo de gnaisse migmatizado a localmente milonitizados (P101.Coord.UTM: 495005/9480060).



Os gnaisses de composição granodiorítica ocorrem em forma de corpos decamétricos ou como lentes intercaladas com faixas claras e escuras, exibindo contatos transicionais com os biotita e /ou hornblenda gnaisses encaixantes dominantes. Apresentam bandamento tectono metamórfico penetrativo (E-W). Sua coloração varia de cinza a cinza claro e em algumas

porções mostram-se alterados. A composição mineralógica é constituída por biotita e/ou hornblenda, quartzo e plagioclásio e em alguns pontos da rocha são encontrados granada almandina (Figuras 6.2).

**Figuras 6.2** - A) Afloramento mostrando biotita gnaiss mais alterado (P144. Coord.UTM: 495700/9487295); B) Presença da granada em alguns pontos no gnaiss (P86.Coord.UTM:492259/9481824).



Os gnaisses dioríticos ocorrem ao longo das estradas (porção norte e sudoeste da área). Apresenta níveis claros (quartzo e plagioclásio) e escuros (biotita e anfibólio) onde predominam (Figura 6.3).

**Figura 6.3** – A) Gnaiss diorito mostrando níveis mais escuros composto de biotita e anfibólios (P128.Coord.UTM:493131/9478871).



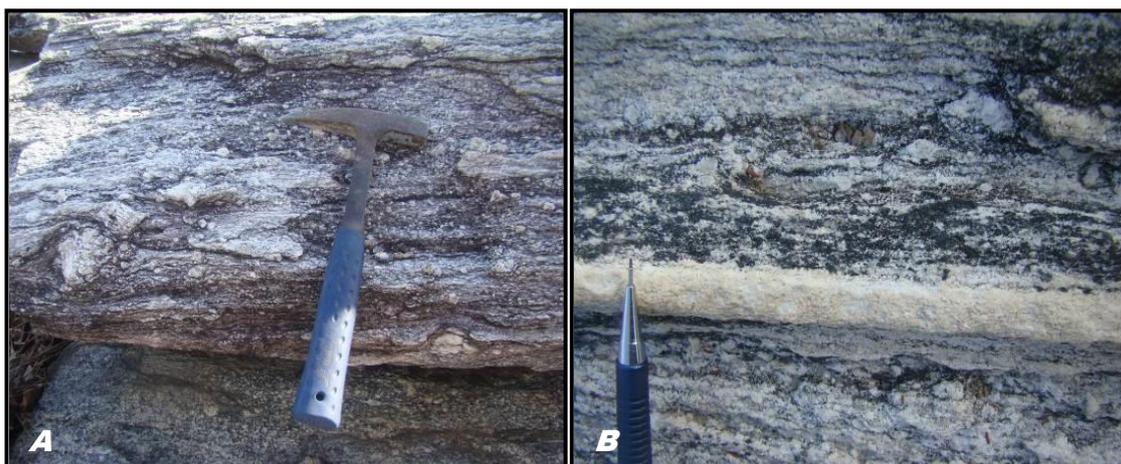
Os gnaisses migmatíticos afloram a noroeste e sudoeste da área, sendo menos expressivos nas outras porções. Apresentam-se sob a forma de extensos lajedos de dimensões variadas, onde estão expostos ao longo das estradas. Essas rochas quando intemperizadas mostram tonalidade amareladas. São constituídos predominantemente por quartzo, biotita, anfibólio, feldspato e plagioclásio. Possuem granulação média a grossa e bandamento desenvolvido pela intercalação de faixas claras (leucossomas) que se mostram preservadas e faixas escuras mesossoma que se encontram parcialmente deformadas. Foram observadas faixas de leucognaisses contendo boudins anfibolíticos deformados (Figuras 6.4).

**Figuras 6.4** - A) Gnaisse migmatizado com leucossomas de composição granítica deformado (P24.Coord.UTM:495641/9481542); B) Gnaisse parcialmente migmatizado mostrando bandamento composicional de feldspato (P45.Coord.UTM:493663/9479840); C) Gnaisse parcialmente migmatizado com porções preservadas (mesossoma) e porção tardia exibindo fusão parcial (neossoma) com corpos/lentes centimétricas anfibolítica boudinado (P79.Coord.UTM:491715/9479529); e D) Migmatito com dobras centimétrica a métrica isoclinais com eixos subverticais. Presença de remobilizado e neossoma em zonas apicais de dobras intrafoliais centimétricas (P24.Coord.UTM:495641/9481542).



Os Gnaisses milonitizados são encontrados em alguns afloramentos na porção sudoeste e nordeste da área. Apresentam cor acinzentada, granulação média a grossa e composição mineralógica constituída de quartzo, plagioclásio, biotita e anfibólio. Os cristais de plagioclásio ocorrem geralmente como porfiroclastos (tamanhos até 7 cm), no qual apresentam feições sigmoidais rotacionados indicando um regime de deformação dúctil. A existência de foliação de alto ângulo contendo lineação de estiramento mineral sub-horizontal sugere uma zona de cisalhamento em regime transcorrente. No local a foliação de alto ângulo parece transpor a foliação de baixo ângulo mineral e a lineação de estiramento é definida por quartzo estirado e o anfibólio orientado (Figuras 6.5).

**Figuras 6.5** - A) Gnaisse milonitizado com feições sigmoidais rotacionados caracterizado por deformação dúctil; e B) Anfibólios orientados e a presença de veios de plagioclásio paralela ao bandamento (P114.Coord. UTM: 498532/9482607).

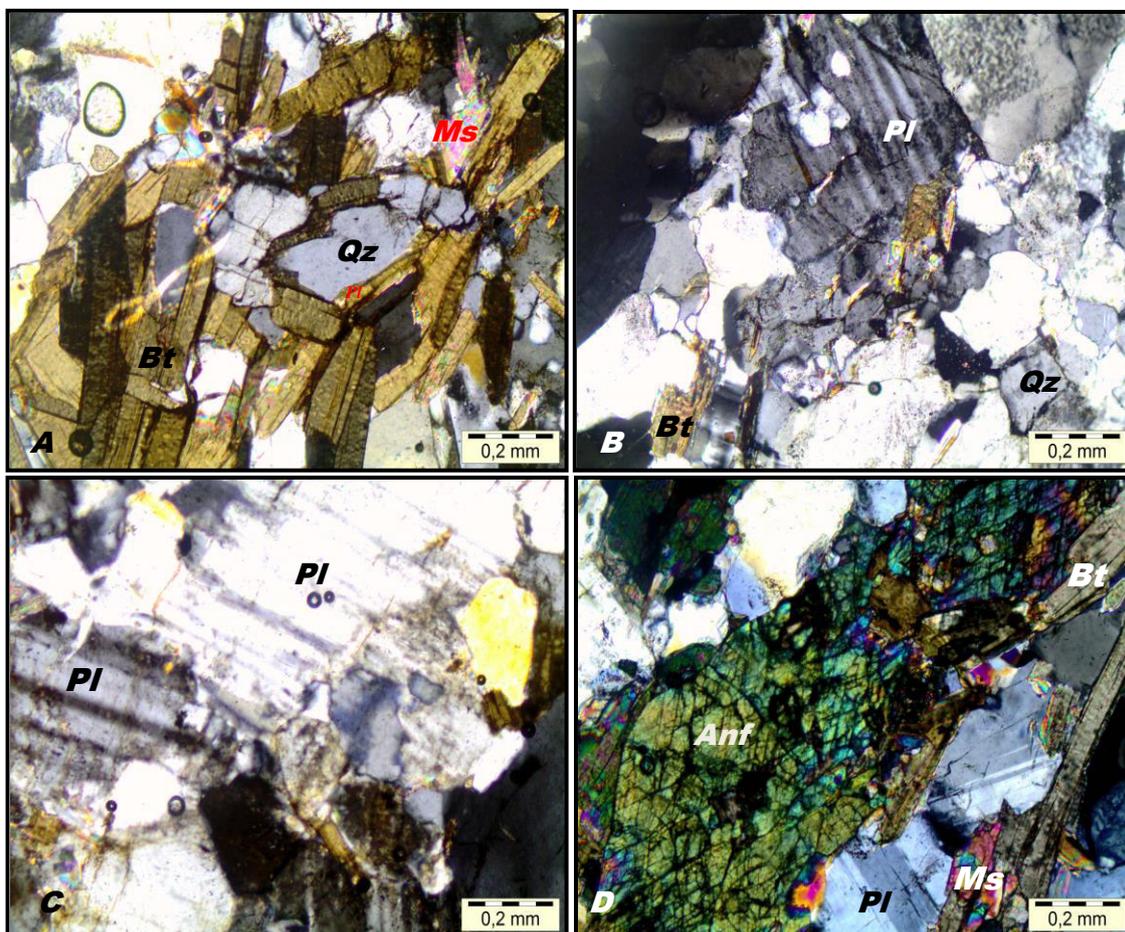


Microscopicamente os gnaisses (Fotomicrografias 6.1) apresentam textura granolepidoblástica, onde sua mineralogia é constituída de quartzo (39%), plagioclásio (29%), biotita (18%), anfibólio (5%), muscovita (3%), feldspato potássico (4%) e acessórios (2%).

O quartzo ocorre distribuído em toda a porção na lâmina, exibem formas anedrais com contornos irregulares de extinção ondulante e recristalização em subgrãos com dimensões de até 2,0 mm. Os cristais de plagioclásio são subedrais e anedrais, em destaque exibindo maclas polissintética tipo “albita”, no qual mostram contatos retos com os outros cristais. A biotita apresenta sob a forma lamelar, euédrica, em luz natural aparece em tom marrom verdosa a

marrom e pleocróica, onde se mostram orientadas, também são observadas em algumas porções produto de alteração da biotita para muscovita. O anfibólio (hornblenda) exibe forma anedrais e subedrais, clivagem em duas direções. Apresenta tonalidade esverdeada, com relevo de moderado a alto. A muscovita é produto de alteração da biotita em pequena proporção na lâmina. O feldspato potássico ocorre com percentual inferior ao do plagioclásio, com forma de cristais anedrais a subedrais por vezes, alongado. A apatita, zircão e opacos são os acessórios mais comuns.

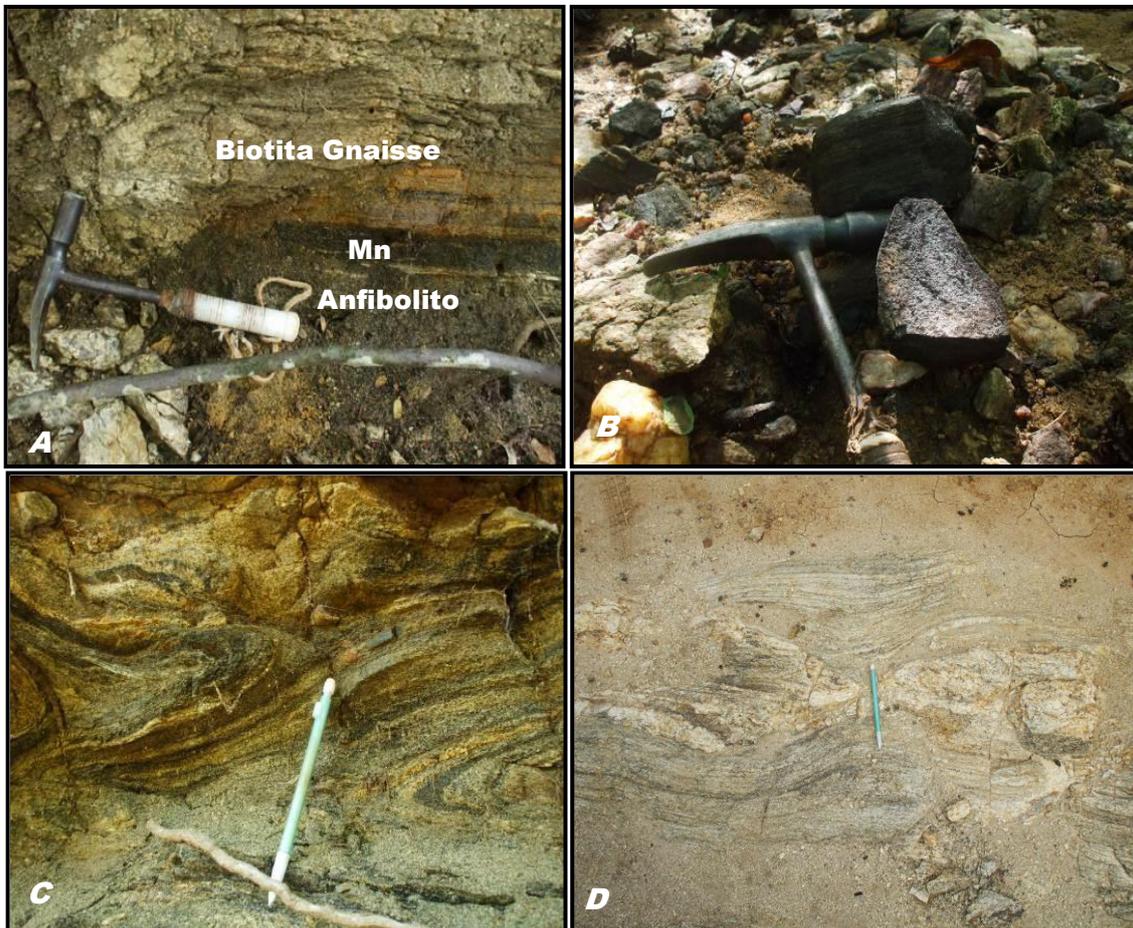
**Fotomicrografias 6.1** – A) Biotita de forma lamelar e presença de cristais de muscovita , resultante da alteração da biotita; B/C) Cristais de plagioclásio alterados com formas subedrais e anedrais e D) Cristais de anfibólios em meio aos plagioclásios e biotita.



## 6.2 Biotita Gnaisse

Estes litotipos concentram-se no setor central e estão distribuídos em quase todas as porções na área. Na localidade da Faz. Caçadas, próximo ao riacho seco a norte da área, observa-se níveis enriquecidos em máficos (biotita) e félsicos (quartzo e feldspato), exibindo um bandamento gnássico definido, cujas alternâncias variam de milimétricas a centimétricas estando em contato com granada biotita gnaiss, granada anfibolito, anfibolitos, ortoderivados e leucogranitos. A granulação dessas rochas varia de fina a média, possuem coloração cinza e mostram-se porções xistosas mais ricas em filossilicatos principalmente biotita (minerais placóides). Ocorrem em faixas orientadas E-W em concordância com *trend* regional SW-NE e NW-SE (Figura 6.6a). Observa-se, ainda, na porção norte da área pequenas ocorrências de blocos de manganês e ferro bandados próximo à drenagem, variando de angulosos a subangulosos, com dimensões de até 15 cm. (Figura 6.6b). Já na porção mais a sul próximo da jazida de manganês essas rochas ocorrem em faixa ao longo de estrada e drenagens, apresentando foliação bem marcante, dada pelas lentes de espessura milimétrica a centimétrica centimétricas. A composição atual é dada por níveis biotíticos finos intercalados com níveis quartzosos mostrando grande variação de granulação/tamanho, sugerindo material paraderivado (sedimentos com intercalação de pelitos e psamitos). Pelitos são mais fino provavelmente (argila e silte) e psamito são sedimentos mais grosseiros (provavelmente quartzo), com mergulho de até 32° NE, ocorrendo frequentemente dobras isoclinais centimétricas intrafoliais. Ao longo dessas lentes, quando mostram alteradas, algumas porções estão enriquecidas de manganês (Figura 6.6c). Na área de ocorrência manganésifera tem-se a biotita gnaiss bandado intercalado com faixas de anfibolito de composição mineralógica constituída de quartzo, plagioclásio, feldspato e biotita. A coloração varia de cinza a cinza claro e a granulação varia de média a grossa. Por vezes, são observados estrutura de *boudins* com mineralização de manganês (Figuras 6.6d).

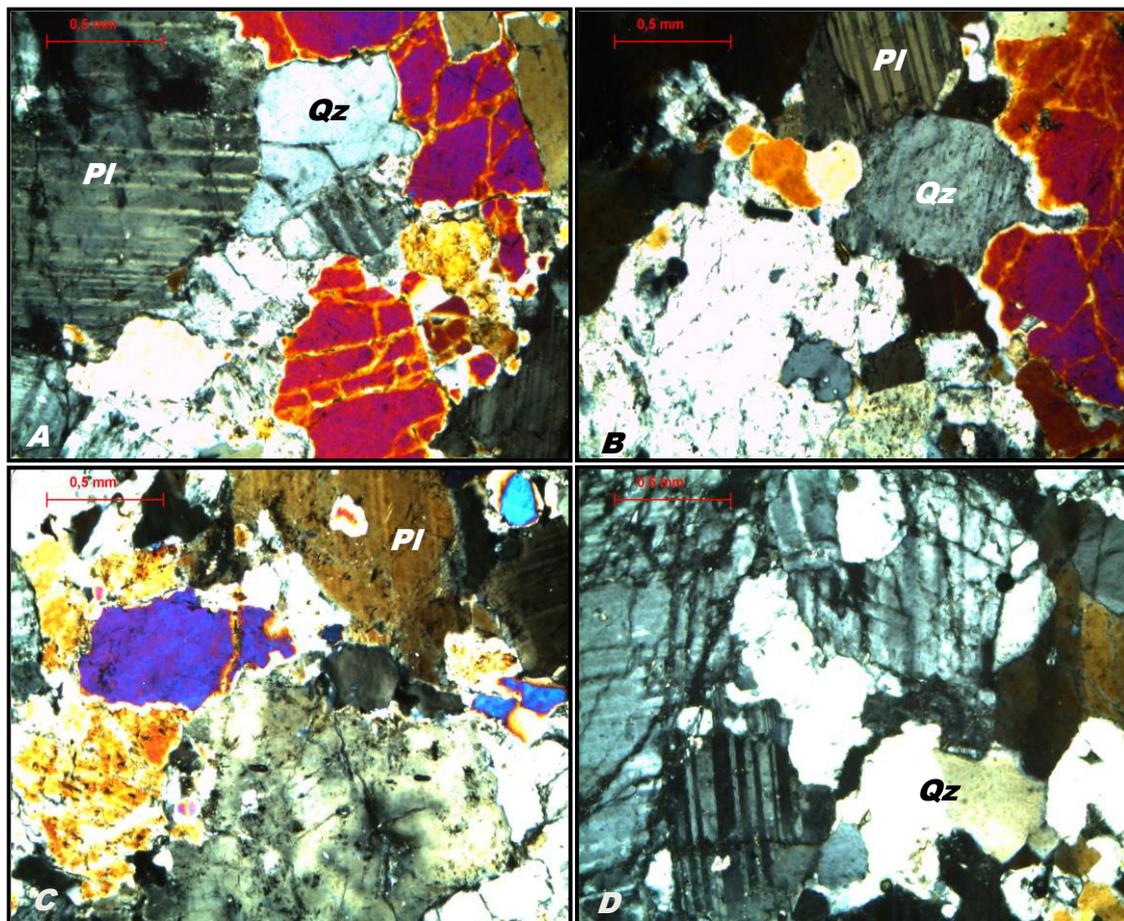
**Figuras 6.6** – A) Biotita Gnaisse contendo faixas e níveis anfibolíticos métricas, e faixas centimétricas manganésíferas (P29.Coord.UTM:495313/9480848); B) Próximo à drenagem, pequena ocorrência de manganês e ferro (P59.Coord. UTM: 494665/9482004); C) Ao longo da drenagem, rocha intemperizada mostra um conjunto de dobras isoclinais centimétricas intrafoliais. (P52. Coord.. UTM: 493698/9480829); D) Gnaisses com estrutura tipo boudinagem ou remobilizados (P17. Coord.UTM: 495558/9482635).



Microscopicamente os gnaisses (Fotomicrografias 6.2) apresentam cristais variando de 0,5 a 4 mm, A textura da rocha é classificada como granonematoblástica no qual sua mineralogia é composta: plagioclásio (42%), quartzo (40%), feldspato potássico (10%), biotita (5%) e acessórios (3%). O quartzo apresenta contatos irregulares com outros grãos e extinção ondulante característica. Representa o mineral mais abundante na rocha e ocorre na forma de diversos cristais recristalizados de 0,5 a 1 mm, mas ocorrendo em tamanhos que alcançam até 2mm. O plagioclásio apresenta na forma euedral a subeuedral, em destaque maclas polissintética albita característica e grãos variando de 0,5 a 2 mm, por vezes sericitizados. O feldspato potássico apresenta forma anedral a subeuedral com contatos irregulares, por vezes

sericitizados. As lamelas de biotita são poucas na rocha, colorações marrons e orientadas. Seus cristais possuem tamanhos aproximadamente menores que 1mm. Os acessórios são representados por zircão e opacos, porém em pequena proporção (Fotomicrografias 6.2).

**Fotomicrografias 6.2** - A e B) Quartzo e plagioclásio predominante na amostra; C e D) Cristais de plagioclásio tipo polissintético bem desenvolvido.



### 6.3 Granada Biotita Gnaiss

Ocorrem em pequena escala onde estão localizados tanto na porção central como na jazida manganésifera, intercalados a rochas (biotita gnaiss, granada anfibolito, anfibolito e ortoderivadas). Possui granulação média a grossa, constituindo de minerais de granada almandina (tamanho de até 1 cm), plagioclásio, quartzo e feldspato. Sua coloração varia de cinza esbranquiçada a tons amarelos alterados, exibindo alternância máficas (biotita e anfibólios) e félsicas (quartzo e plagioclásio) (Figura 6.7a). Na localidade da Faz. Caçada, ao longo do caminhamento são observados variação do solo (predomínio) de coloração avermelhado, com ausência de afloramentos, por vezes, são

encontrados blocos soltos dispersos de granada biotita gnaiss alterado superficialmente, de granulação média a grossa, de coloração variando do amarelo ao avermelho. Quando alterado, os blocos mostram bandamento preservado e composição mineralógica constituída de quartzo, feldspato, biotita e granada (almandina). Nesta porção, são observadas à presença de manganês ao longo do plano de foliação e fraturas, formando hábito tipo botrioidal (Figura 6.7b). Na área da jazida manganésifera, tem-se solo amarelo a vermelho distribuído em toda a porção, no qual a rocha biotita gnaiss varia para granada biotita-xisto bandado, intercalado por vezes com faixas centimétricas de anfibolitos, onde também foram observados em meio aos bandamentos impregnação de manganês (Figuras 6.7c).

**Figuras 6.7-** A) Representação da uma estrutura em boudins em meio a concentração de granadas (P19.Coord.UTM: 495493/9482484); B) Blocos soltos de granada biotita gnaiss ao longo da estrada com mobilizado de manganês com hábito tipo botrioidal (P22.Coord.UTM: 495458/9481809) e C) Granada biotita gnaiss mais alterado em meio ao bandamento impregnado de manganês (P32. Coord. UTM: 495419/9480059).



## 6.4 Anfibolitos

Ocorrem como corpos lenticulares, bandas ou níveis de espessuras variando de métricas a decamétricas intercaladas aos gnaisses tanto orto como paraderivados. Possuem granulação fina a média e cores variando de cinza esverdeada a verde escuro. Sua composição é constituída de anfibólio, quartzo e plagioclásio. Os afloramentos mais expressivos localizam-se nas proximidades da Faz. Caçadas na localidade de Jatobá, (mapa geológico em anexo). Os corpos anfibolíticos seguem o *trend*, estrutural dos gnaisses encaixantes mostrando concordância com a foliação e bandamento regional. São observados, por vezes recortados por veios de quartzo e impregnação de manganês em meio ao bandamento. (Figuras 6.8).

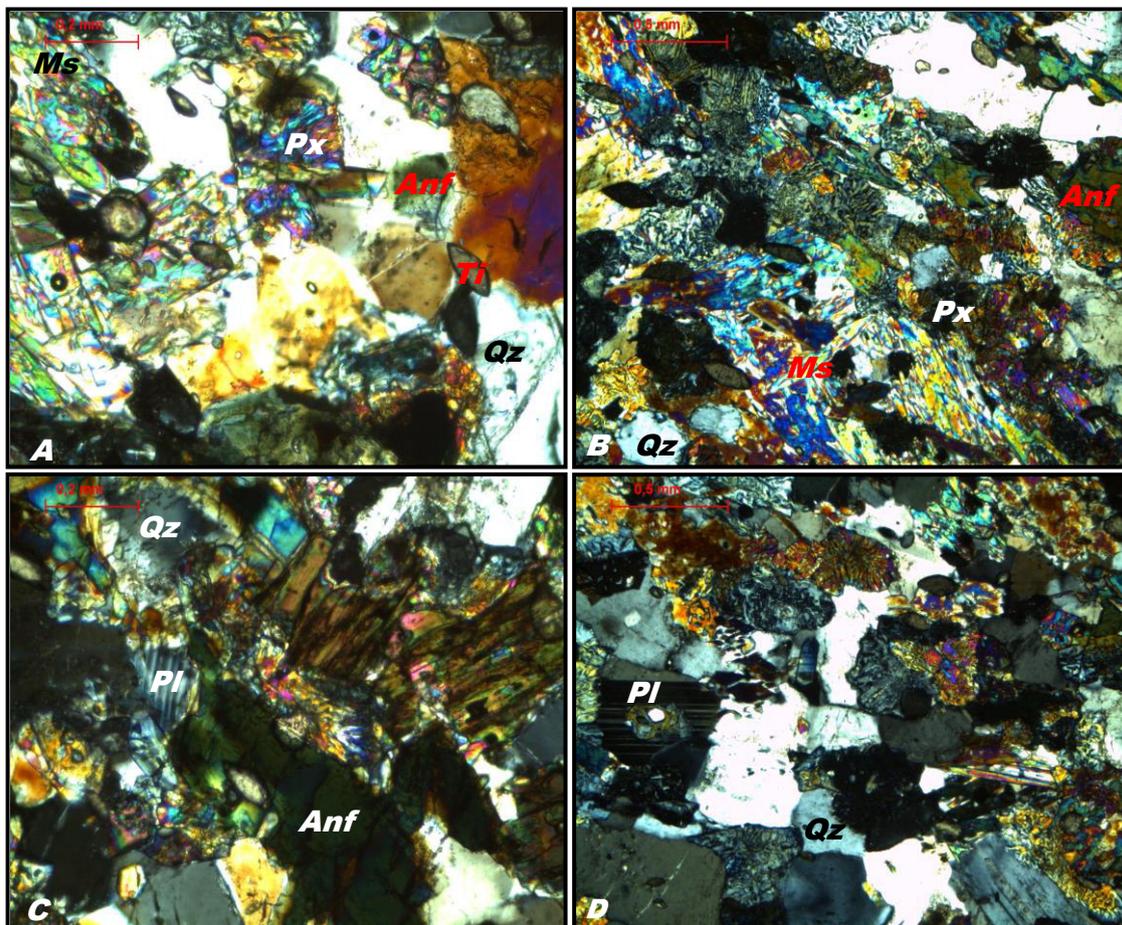
**Figuras 6.8** - A) Anfibolito de cor verde escuro, impregnado de manganês ao longo de planos e fraturas; e B) Anfibolito recortado por veios finos de quartzo (A/B.P53.Coord.UTM: (493808/9480977)).



Microscopicamente a rocha é constituída por anfibólio, plagioclásio, feldspato, muscovita e piroxênio, com textura granoblástica. O anfibólio está bem representado em lâmina sendo constituinte principal da rocha. Apresenta relevo bastante alto, os contatos desse cristal, com os demais, também variam de retos a irregulares. O plagioclásio exibe geminação do tipo polissintética e cristais com tamanho variando de 0,5 a 2,0 mm. Apresenta contatos irregulares, em sua maioria, com outros cristais e possuem forma variando de eudral a subeudral. O quartzo apresenta contatos irregulares com outros cristais e extinção ondulante característica, na maioria recristalizados de tamanhos variando < 0,5 a 1 mm. A titanita apresenta cor bege e bastante fraturada, exibindo hábito idiomórfico a subidiomórfico, com contornos muito

escuros devido ao seu alto relevo e birrefringência elevada. Seus cristais apresentam tamanhos de até 1mm e ocorrem inclusas na anfibólio. Ocorre ainda, substituição do piroxênio pela muscovita (Fotomicrografias 6.3).

**Fotomicrografias 6.3** - A/B) Cristais de titanita orientados; substituição do piroxênio pela muscovitas e substituição do plagioclásio para anfibólio na textura gráfica; e C/D) Quartzo com extinção ondulante e feldspato com quartzo em textura gráfica.



### 6.5 Granada Anfibolito

Estas rochas ocorrem com menor espessura, próximo a Faz. Caçadas, na porção central intercaladas a rochas ortoderivadas na porção sudoeste da área com dimensões de mais de uma dezena de metros. Sua cor varia de cinza esverdeada a preto, de granulação fina a média. Por vezes, são observados veios de quartzo remobilizados concordantes e discordantes (Figuras 6.9a). Em algumas proções essas rochas mostram um intenso faturamento formando famílias de fraturas com ângulos da ordem de 65° a 70° entre si. Coloração preta, com minerais de anfibólio (horneblenda) e granada (almandina). Essas rochas tem aproximadamente 70% de minerais de granada, com tamanhos de até 1cm. (Figura 6.9b).

**Figuras 6.9** - Vista geral do afloramento de granada anfibolito ao longo de drenagem situada na porção central da área e B) Destaque da grande quantidade de minerais de granada (A/B.P27. Coord. UTM: 495113/9481104).



## 6.6 Protominérios de Manganês

Na porção sul da área os protominérios de manganês ocupam uma área de aproximadamente 24 Hectares (mapa geológico de prospecção da jazida em anexo). Os minérios e protominérios apresentam-se em forma de boudins, lentes e material coluvionar associados aos biotita gnaisses da Unidade Algodões. Na área da jazida distribuem-se em quatro tipos principais de protominérios e minérios: protominério granatíferos (gonditos), protominérios rodoníticos (rodonita gondito), minérios residuais maciços e/ou bandados e minérios coluvionares. Os protominérios gondíticos possuem maior volume. Já o protominério rodonítico encontra-se em menor proporção na superfície distribuído em algumas trincheiras no setor oeste da jazida. O minério maciço ocorre em forma de lentes ao longo das trincheiras com *trend* regional E-W. Já os minérios coluvionares se distribuem nos arredores das lentes de minérios residuais aflorantes e nas encostas que bordejam o topo do serrote ligeiramente alongado E-W, principalmente no seu setor norte. A descrição e caracterização mais detalhada dos diferentes tipos de minérios e protominérios será visto no capítulo VII.

## 6.7 - Granitos

Os corpos graníticos ocorrem limitados às porções sudoeste e sul da área. Apresenta-se em forma de lajedos na estrada a sudoeste da área, com extensão de até 3m. Possui textura porfírica, granulação variando de média a grossa e cores variando predominantemente do vermelho ao rosa. Sua composição mineralógica é constituída de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, moscovita e magnetita. Apresenta geralmente textura pegmatóide, variando de isotrópica a ligeiramente foliada (Figuras 6.10).

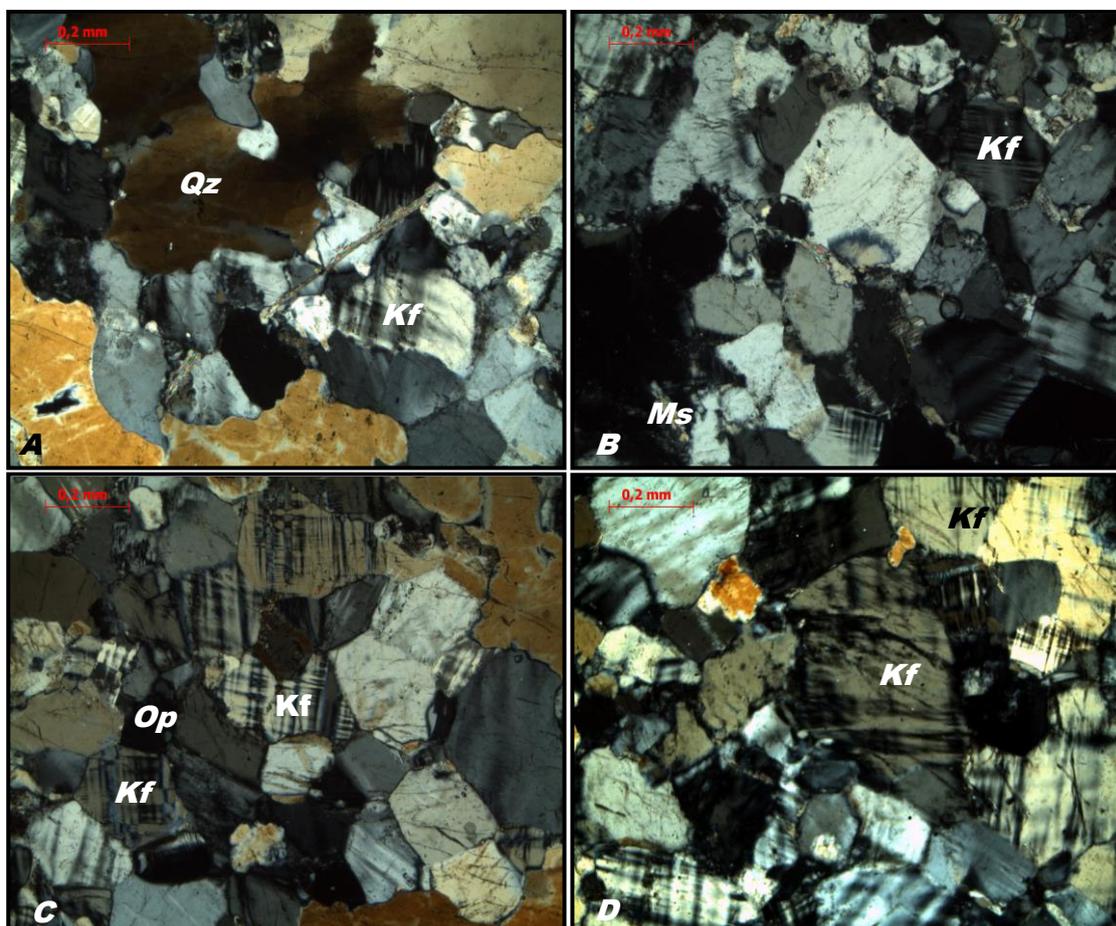
**Figuras 6.10** - A) Afloramento de granito de coloração rosada ao lado da estrada que liga São Bernardo a localidade de Quina-quina na porção sul da área (P123.Coord.UTM:493778/9479130); Presença de granito pórfiro de granulação grossa e aspecto pegmatóide (P123.Coord.UTM:494437/9479145).



Microscopicamente a rocha é ígnea de textura fanerítica apresentando grãos variando de 0,5 a 3 mm de diâmetro. A matriz é constituída de quartzo e plagioclásio com presença de cristais de feldspato potássico que não ultrapassam 3 mm de tamanho. Dessa forma, pode-se determinar a distribuição do tamanho dos grãos em inequigranular. A mineralogia da rocha é constituída essencialmente por quartzo (26%), plagioclásio (17%), feldspato potássico (50%), muscovita (4%) e acessórios (3%). O quartzo apresenta extinção ondulante característica e contatos irregulares com outros grãos. Ocorre em dimensões variando entre 0,5 a 2,5 mm e por vezes, apresentam-se recristalizados. O plagioclásio está frequentemente sericitizado com dimensões variando de 1 a 2,5 mm. Os cristais de feldspato potássico apresentam-se tamanhos máximos de 3 mm e são os mais expressivos. Apresentam maclas em xadrez típica da microclina, e contatos serrilhados com outros cristais. Os

minerais opacos estão inclusos preferencialmente em quartzos (Fotomicrografias 6.4).

**Fotomicrografias 6.4** - A e B) Quartzo e feldspato potássico predominante na matriz e muscovita presente em pequena lamela; C e D) cristais de feldspato potássico exibindo maclas em xadrez (microclina) e também cristais opacos estão presentes.



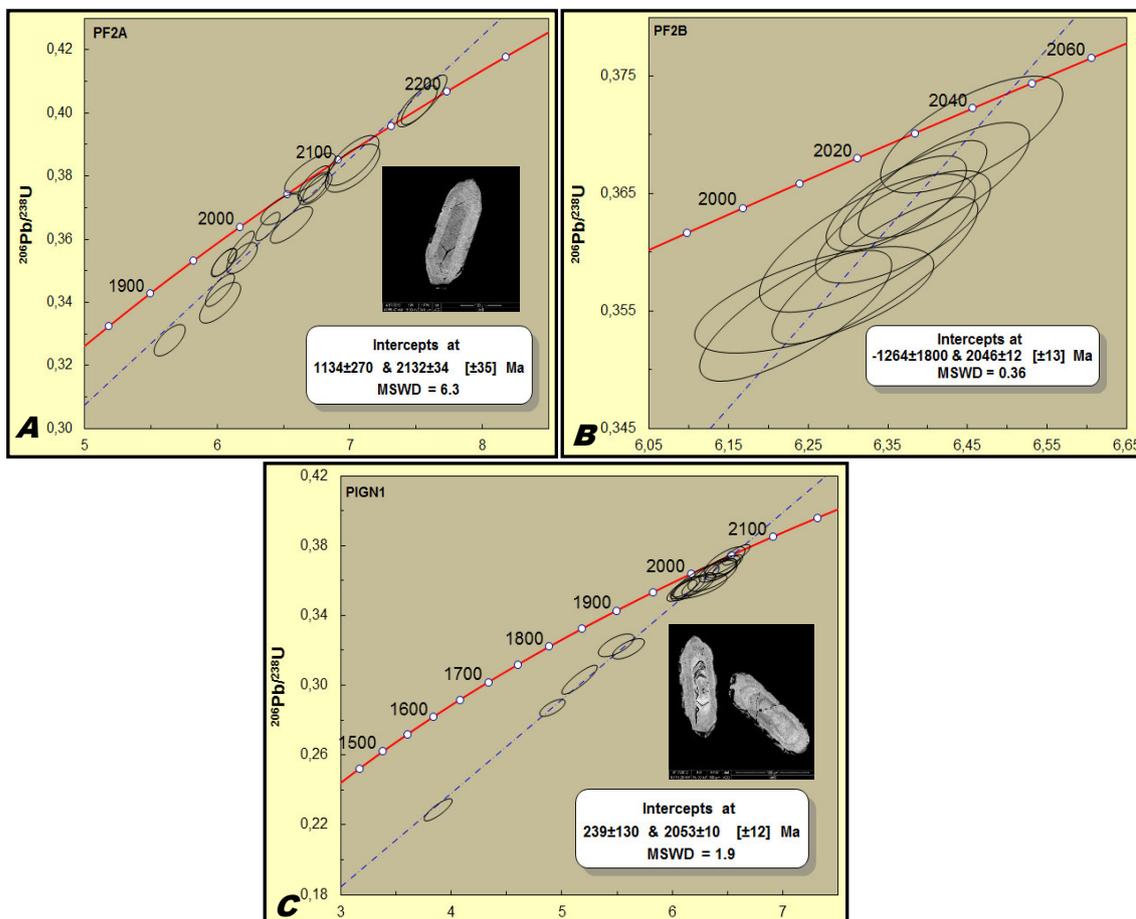
## 6.8 Dados Geocronológicos

Os dados geocronológicos obtidos através de isócronas U/Pb de zircões de biotita gnaiss (P1GN1) encaixantes dos protominérios de manganês apontam  $2.053 \pm 10$  Ma para uma idade MSDW=1.9, esta idade foi obtida visando o diagrama isocrônico registrado para a população mais representativa de um total de 80 zircões analisados. Outras populações de zircões provenientes de outras fontes foram eliminadas para o ajuste da discórdia.

Para os gnaisses granodioríticos (PF2A) foi obtida uma idade U/Pb em zircão de  $2.132 \pm$  Ma com MSDW=6.3, interpretado como idade de cristalização. O leucossoma (PF2B) do mesmo afloramento forneceu idade de  $2.046 \pm$  Ma com MSDW=0.36 em ambos os casos os valores de  $239 \pm 130$  e  $1.134 \pm 270$

obtidos no intercepto inferior, respectivamente, dos ortognaisses e dos remobilizados não possuem significado geocronológico (Figuras 6.11).

**Figuras 6.11** – A e B) Razões isotópicas da população de zircões dos ortognaisses e remobilizados graníticos associados e C) Razões isotópicas da população de zircões dos paragnaisses.



Os resultados obtidos são compatíveis com os obtidos por *Fetter (1999)* e *Martins (2000)*, entre (2,23-2,0 Ma), os dados geocronológicos e isotópicos da Suíte Metamórfica Algodões-Choró indicam a presença de materiais juvenis de ambiente de suprasubducção derivados do orógeno paleoproterozóico. Para os ortognaisses tonalíticos os resultados apresentados apontam para idade em torno de 2,1-2,13 Ga para os ortognaisses tonalíticos. *Fetter (1999)* e *Martins (2000)*.

## **6.9 Análise Estrutural Geométricas e Descritiva**

Foram descritas e analisadas as principais estruturas planares de caráter dúctil e rúptil associadas ao comportamento deformacional das rochas da área. Em campo foram coletadas medidas de feições estruturais: estruturas planares dúcteis (foliações e dobras), estruturas planares rúpteis (fraturas) e feições lineares (lineações minerais e de estiramento mineral). Medidas de planos de foliação tectono-metamórfica e de lineações minerais presentes nas unidades cartografadas foram tratadas estatisticamente utilizando o programa Stereonet for Windows Versão 3.03).

### **6.9.1 Estruturas Planares e Lineares**

Correspondem às estruturas planares e lineares geradas durante os eventos deformacionais que afetaram a área estudada. As estruturas planares são representadas pelas foliações (bandamento composicional, xistosidade, clivagem e foliação milonítica), boudinagem e dobras. Esta estrutura foi genericamente referida como foliação principal (Sn).

#### **a) Bandamento**

Representado pelos planos de orientação de bandas de composição variada gerado pela alternância de faixas bandas félsicas (quartzo-feldspáticas) e máficas (contendo biotita e anfibólio com espessuras variando de milimétricas a centimétricas. Nos gnaisses migmatíticos é representada por uma alternância de níveis máficos e félsicos, produzidos por processos de segregação metamórfica, possivelmente associada à época de fusão do protólito (Figura 6.12a). No anfibolito o bandamento é caracterizado pela alternância de faixas claras (plagioclásio e quartzo) e escuras (anfibólio) (Figura 6.12b). O bandamento composicional observado nos diferentes tipos de gnaisses e anfibolitos mostra direção preferencial N80°E com inflexões locais para norte e noroeste.

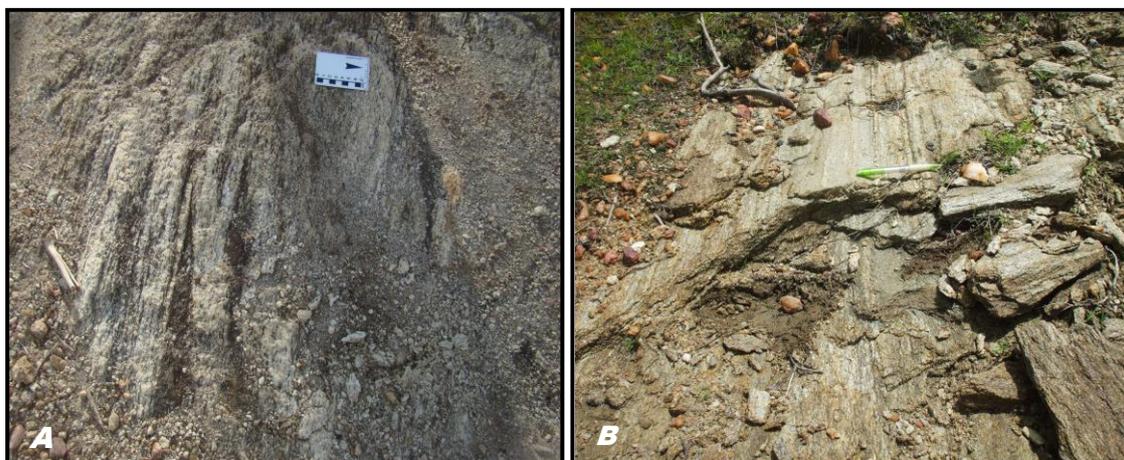
**Figuras 6.12** - A) Bandamento no gnaiss migmatito mostrando a foliação  $S_n$  (P79.Coord. UTM: 492685/948059) e B) Anfibolito com níveis máficos e félsicos com direção NW-SE (P40.Coord.UTM: 495357/9479613).



#### b) Xistosidade

Caracterizada pela orientação espacial de micas (principalmente biotita) presente nos gnaisses orto e paraderivados em bandas onde ocorrem maior concentrações de minerais placoides. Faixas xistosas também estão presentes em anfibolitos e granadas anfibolitos e são normalmente ressaltadas quando os materiais encontram-se intemperizadas. Neste último caso a xistosidade é definida por níveis ricos em anfibólios orientados intercalados contendo quartzo e plagioclásios (Figuras 6.13).

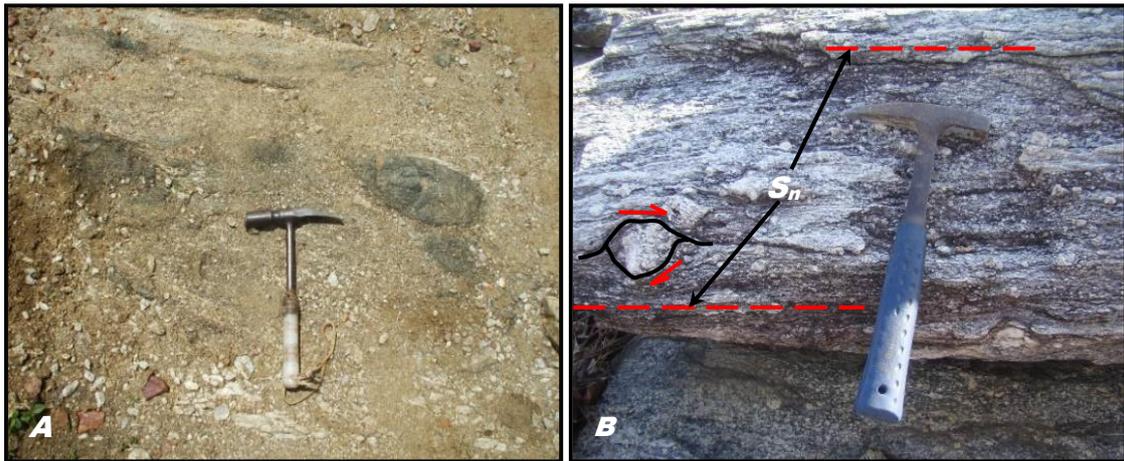
**Figuras 6.13**- A) Gnaiss alterado com concentração de biotita orientados (P132.Coord.UTM: 495844/9481019) e B) Paraderivada fraturada com presença de níveis micáceos (P132.Coord.UTM:495844/9481019).



c) Foliação milonítica

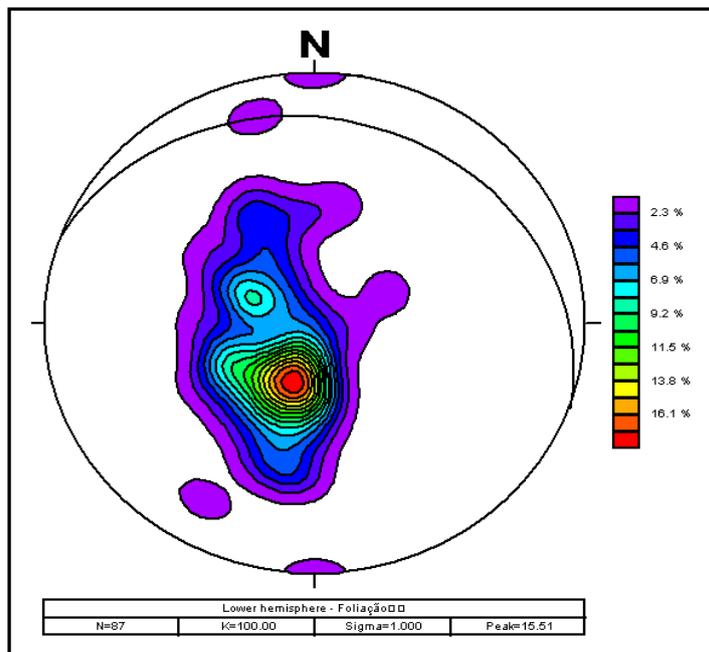
Corresponde ao arranjo planar e localmente anastomosado de minerais resultante do fluxo plástico durante a deformação dúctil. Macroscopicamente nas zonas mais deformadas são frequentes foliações S-C, onde assimetria de dobras e rotação de porfiroclastos (Figuras 6.14).

(Figuras 6.14 - A) Paragneisse contendo boudins anfibolíticos (P15.Coord.UTM:495617/9483336); e B) Gnaiss milonitizado com pórfiros de feldspato assimétricos sugerindo movimentação destal (P114.Coord.UTM: 498532/9482607).



**Figura 6.15** – Diagrama de contorno dos polos da foliação principal ( $S_n$ ) e atitude do plano médio correspondente a concentração máxima. A partir de 87 medidas de planos de  $S_n$  na área de pesquisa.

A projeção esférica (Rede Schmidt Lambert) para os polos de  $S_n$  mostram as inflexões do trend regional da foliação principal, segundo as direções E-W e NW, ilustrando o predomínio do baixo ângulo de mergulho e a concentração máxima de pólos associada a um plano médio orientado

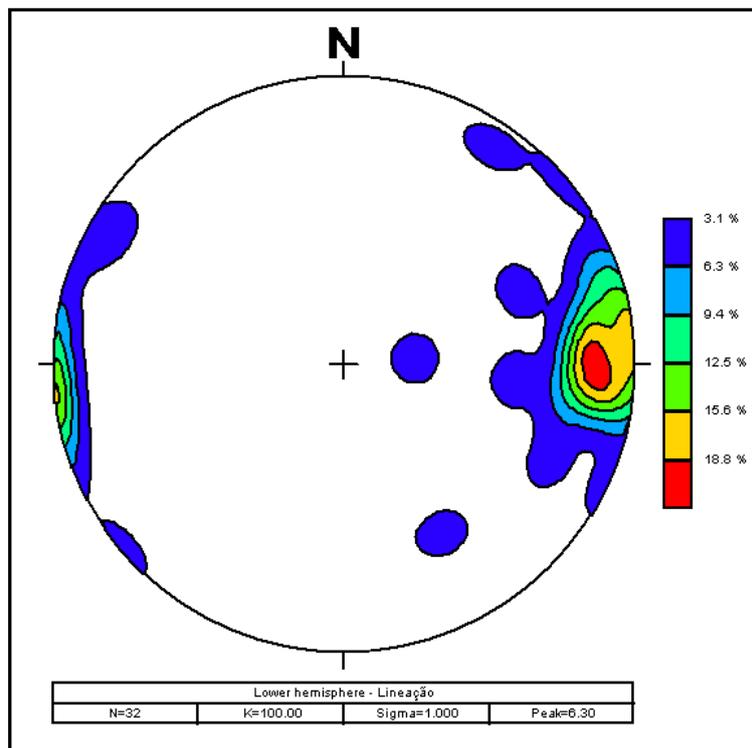


aproximadamente segundo WNW-ESE com mergulho para NNE (Figura 6.15).

d) Lineação (Ln)

Associada à superfície da foliação principal (Sn) observa-se uma lineação mineral e, outra de estiramento mineral penetrativas presentes nos litotipos mapeados. A estrutura linear identificada nos planos das rochas mais deformadas corresponde a lineação de estiramento mineral (Ln), materializada por cristais de biotita e / ou anfibólio e quartzo estirados. As lineações minerais dominantes regionais são de baixo ângulo ( $10^{\circ}$  a  $20^{\circ}$ ) mergulhando para leste (Figura 6.16) com exceção da área de entorno da ocorrência, onde predominam direções N-NE, o que pode estar relacionado a rotações geradas por dobramentos e a movimentos transcorrentes descritos ao longo de pequenas zonas de cisalhamento que afetaram as rochas da Unidade Algodões.

**Figura 6.16** – Projecção igual-área (Schmidt-Lambert) na porção inferior da esfera de referência de planos de lineações e de estiramento mineral impressas nas rochas da área.

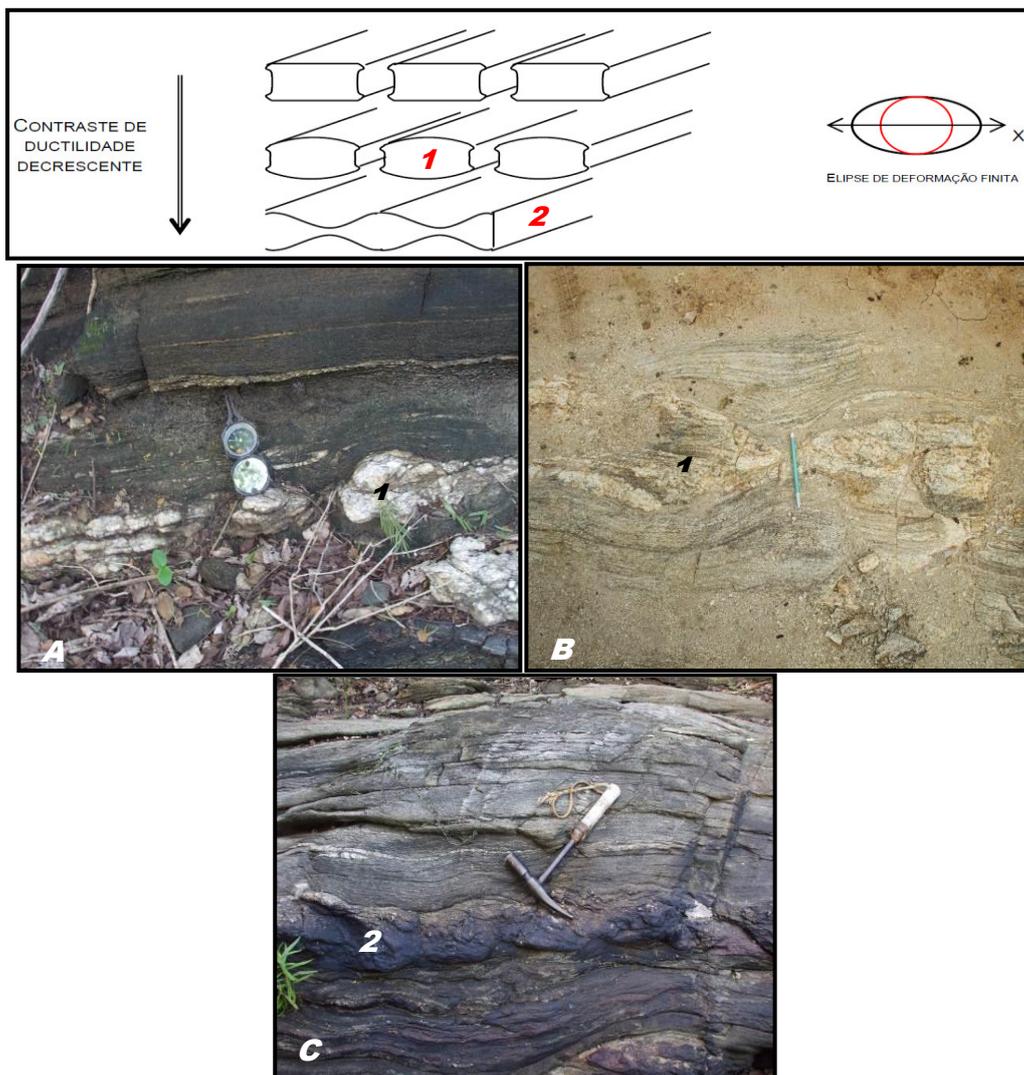


e) Boudinagem

Essa estrutura também identificada na área como um tipo particular de lineação foi observada em meio aos anfibolitos, paragneisses nos protominérios de manganês (Figuras 6.17). Segundo Borges (2002), a

boudinagem, é uma estrutura típica de estratos competentes que fraturaram a intervalos regulares, originando corpos lenticulares (os boudins), dispostos lado a lado. Sendo corpos alongados, os boudins constituem-se um tipo particular de lineação. A forma da seção transversal dos blocos depende do contraste de ductibilidade entre eles e a rocha envolvente. Para uma pequena diferença de ductibilidade, poderá não ocorrer o faturamento do corpo tabular original e, em vez de boudinage, formar-se à uma estrutura pinch-and-swell. Camadas competentes boudinadas em uma matriz de menor competência, são comumente usadas como bons marcadores de extensão positiva (Ramsay, 1967, Ramsay&Huber, 1983; e outros), e quanto maior a competência do boudinagem relação a matriz.

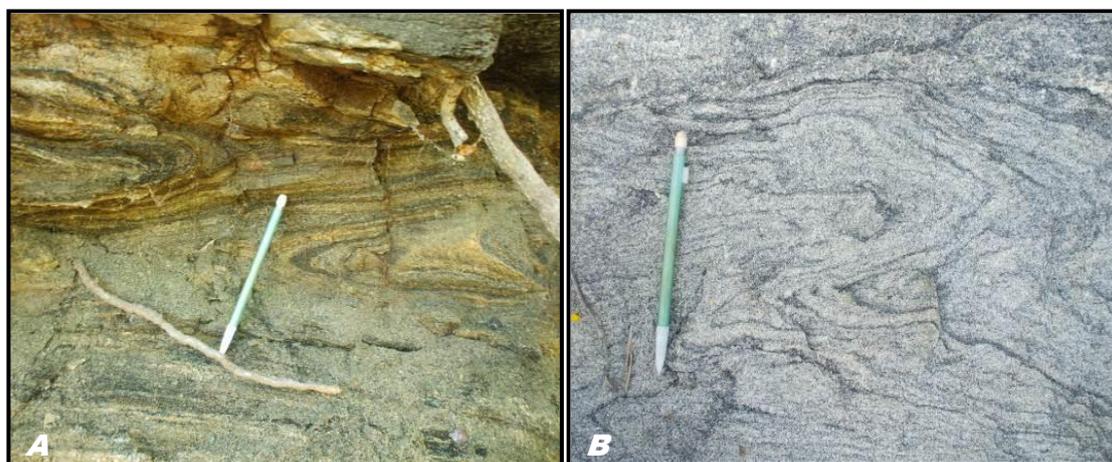
**Figuras 6.17** - A) Anfibolitos contendo boudins de quartzo e feldspato (P40.Coord.UTM: 495357/9479613); B) Biotita Gnaiss contendo boudins acompanhando a foliação (P19.Coord.UTM:495493/9482418) e C) Gnaiss evidenciado pela estrutura Pinch and Swell sendo remobilizado pelo manganês (P37.Coord.UTM: 495505/9479266).



## f) Dobras

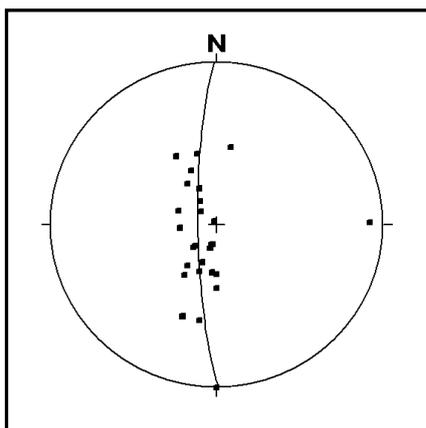
Na área foram identificada três famílias de dobras, representadas por  $D_1$ ,  $D_2$  e  $D_3$ . As dobras  $D_1$  foram geradas em condições essencialmente dúcteis e possuem eixos com orientações variadas, enquanto as dobras  $D_2$  e  $D_3$  desenvolveram-se em condições dúcteis-rúpteis. As dobras  $D_1$  variam de centimétricas a decimétricas e são, principalmente, representadas por: dobras assimétricas, intrafoliais podendo exibir ou não uma xistosidade; plano axial. As dobras  $D_2$  são decamétricas regionais (antiformais e sinformais) com eixos orientados E-W, variam de suave a fechadas, apresentam com frequência clivagem de crenulação nos tipos mais xistosos. As dobras  $D_3$  são caracteristicamente assimétricas, variam de decamétricas a métricas de menor magnitude, com flancos mergulhando no mesmo sentido.  $D_2$  e  $D_3$  são visualizados na escala do mapa e são aparentemente mais novas que  $D_1$  em função das condições de menor ductibilidade em que foram desenvolvidas. Todas as famílias podem estar associadas ao mesmo evento de deformação progressiva (Figura 6.18).

**Figuras 6.18** - A Gnaiss contendo dobras isoclinais centimétricas intrafoliais (P52.Coord.UTM:493698/9480829) e B) Gnaiss com dobras assimétricas em S e Z (P76.Coord.UTM:491770/9479364).



O diagrama mostra as concentrações dos polos dos planos das dobras  $D_2$  mapeadas e o plano médio que contém os polos. O polo situado a  $90^\circ$  do plano materializa a orientação espacial do eixo principal com direção E-W (Figura 6.19).

**Figura 6.19** - Diagrama das concentrações das dobras de baixo ângulo.

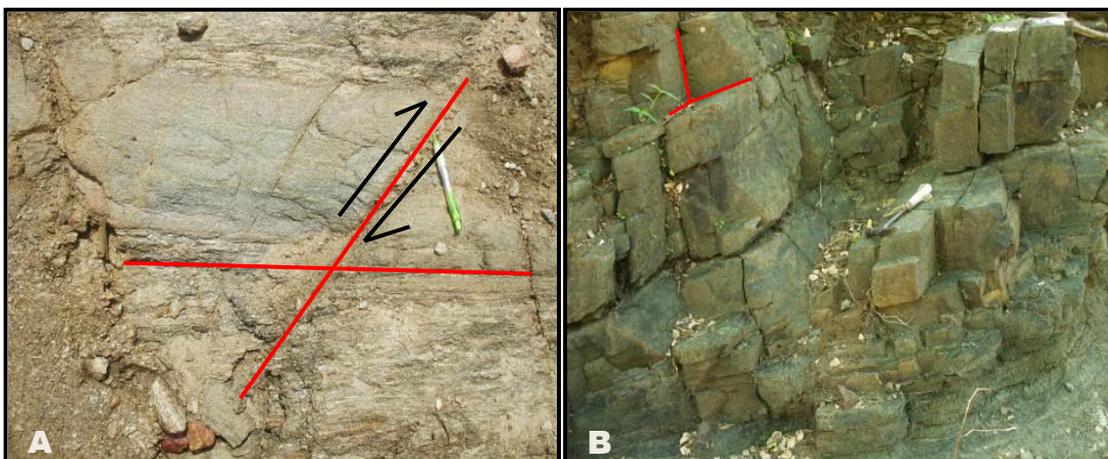


## 6.9.2 Estruturas Rúpteis

### a) Fraturas e Falhas

Nas rochas são observadas famílias de fraturas e microfalhas desenvolvidas em condições rúpteis, com direções preferenciais NW-SE e NE-SW, e menos freqüentes segundo E-W. Ocorrem fraturas em rede de afloramento e em escala regional, neste caso, orientando trechos de cursos de água presentes na área de pesquisa. Em escala de afloramento foram observados falhas transcorrentes destrais de pequeno porte, com orientação NE-SW, deslocando bandas nos paragnaisse da Unidade Algodões (Figuras 6.20). Não foram observados conjunto de falhas rúpteis de grande porte (ver mapa geológico em anexo)

**Figuras 6.20** - A) Paragnaisse da Unidade Algodões contendo fraturas e microfalhas (P15. Coord. UTM: 495618/9483337) e B) Anfibolito apresentando faturamento em duas direções (P27. Coord. UTM: 495113/9481104).



## **CAPÍTULO VII - TIPOLOGIA DOS PROTOMINÉRIOS E MINÉRIOS DE MANGANÊS**

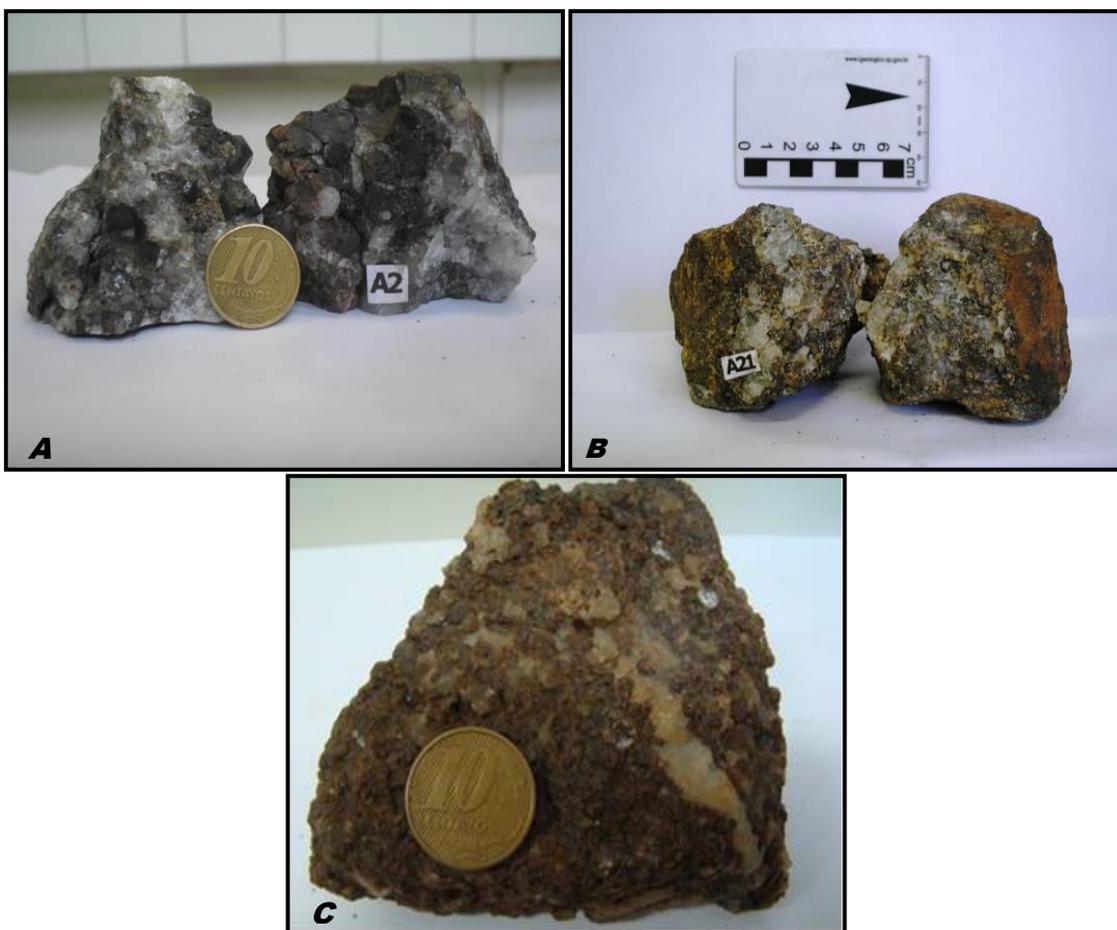
Os minérios de manganês da área de pesquisa incluem os minérios coluvionares superficiais e as lentes residuais provenientes da alteração supergênica de protominérios metamórficos, os quais representam a fonte do minério coluvionar do distrito de São Bernardo. Os protominérios podem ser diferenciados em dois tipos principais: um com predomínio de granada manganésifera (espessartita) e outro, onde o mineral de minério dominante é a rodonita e a piroxmangita (piroxênios/ manganésíferos). Ambos correspondem a protominérios silicáticos contendo teores variados de óxidos de silício, alumínio e cálcio. O enriquecimento supergênico dos protominérios gerou minérios maciços contendo pirolusita, manganita, criptomelana e todorokita em proporções variadas. A pirolusita e a criptomelana representam as fases dominantes dos minérios mais ricos, os quais podem atingir teores de MnO de até 72%.

### **7.1 Protominérios Silicáticos – Gonditos**

Ocorrem como corpos lenticulares ou em faixas métricas a decamétricas intercaladas nos paragnaisse da Unidade Algodões composta essencialmente de quartzo e granada e representam os principais protominérios de manganês de interesse econômico da região. Correspondem à variedade essencialmente silicatada denominada de gondito como reconhecido por Fermor (1909). Foi possível observar que apresentam proporções variadas de granada (espessartita) e quartzo, com intensa alteração superficial para óxidos de manganês.

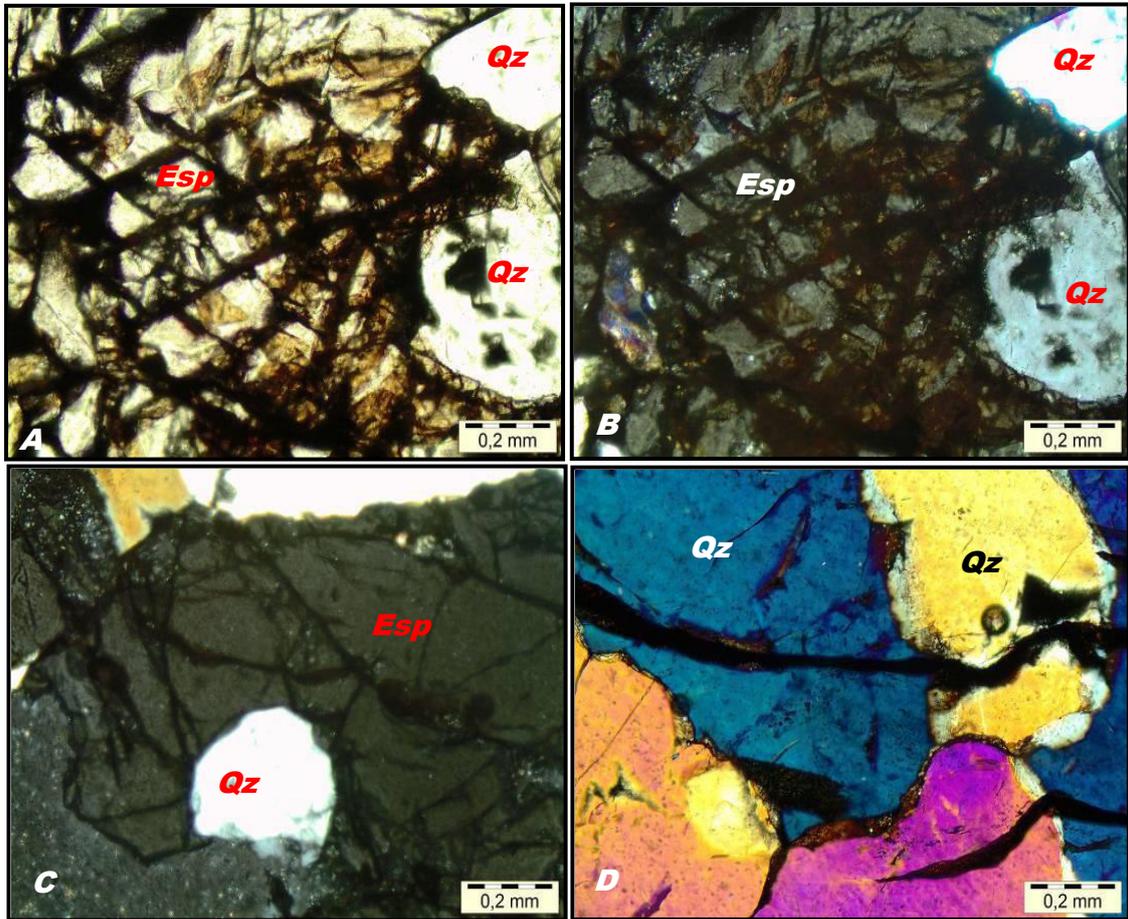
Macroscopicamente são rochas que apresentam cor cinza esbranquiçada a caramelada, estrutura granular variando de média a grossa, composta essencialmente de quartzo, granada e óxido de manganês (Figuras 7.1).

**Figuras 7.1-** (A) Protominério silicático contendo quartzo e minerais de granada em proporções variadas; (B) Observam-se concentrações de minerais de quartzo e granada e a presença de manganês impregnado na rocha e (C) Protominério com granada manganésifera de cor caramelada (espessartita).

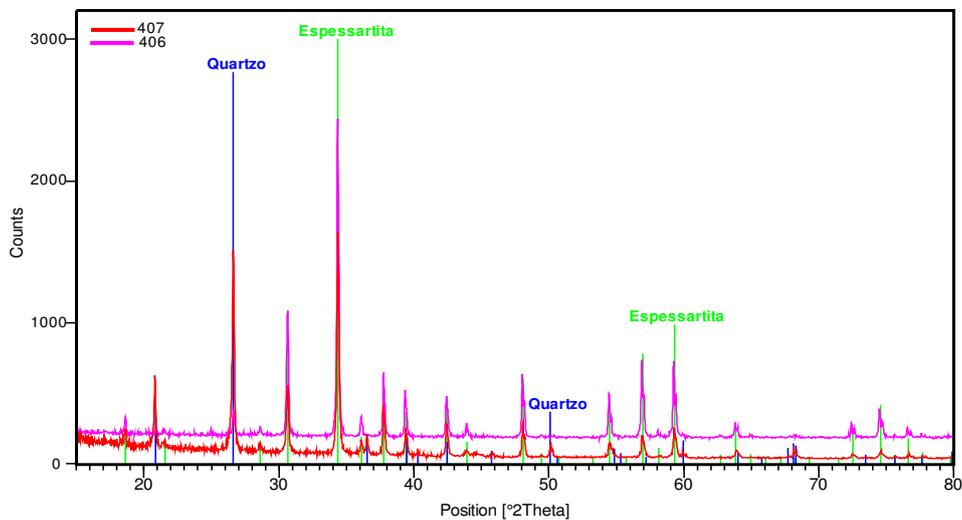


Microscopicamente essas rochas apresentam textura granoblástica em mosaico. A granada (espessartita) de estrutura isotrópica apresenta forma arredondada ao lado do quartzo, atingindo localmente dimensões variadas. Apresentam-se intensamente fraturadas e mostrando liberação de óxidos de manganês na superfície dos cristais e ao longo das fraturas. O quartzo ocorre como grãos com contornos irregulares, intensamente fraturados, recristalizados e com forte extinção ondulante. Observa-se com frequência inclusões de quartzo dentro das granadas. (Figuras 7.2). As análises de difratometria de raios-x mostram a mineralogia do protominério, constituído essencialmente de quartzo e espessartita (Figura 7.3).

**Figuras 7.2-** (A) Cristal de granada fraturado e com manganês preenchendo as fratura (luz natural) e (B) Luz polarizada; C) Luz polarizada, cristal de granada espessartita de cor cinza bastante fraturado sendo preenchidos por manganês e a presença de inclusões de quartzo dentro da granada e (D) Luz polarizada observa-se, o quartzo em cores variadas e a percolação de manganês preenchendo as fraturas na forma de veios.



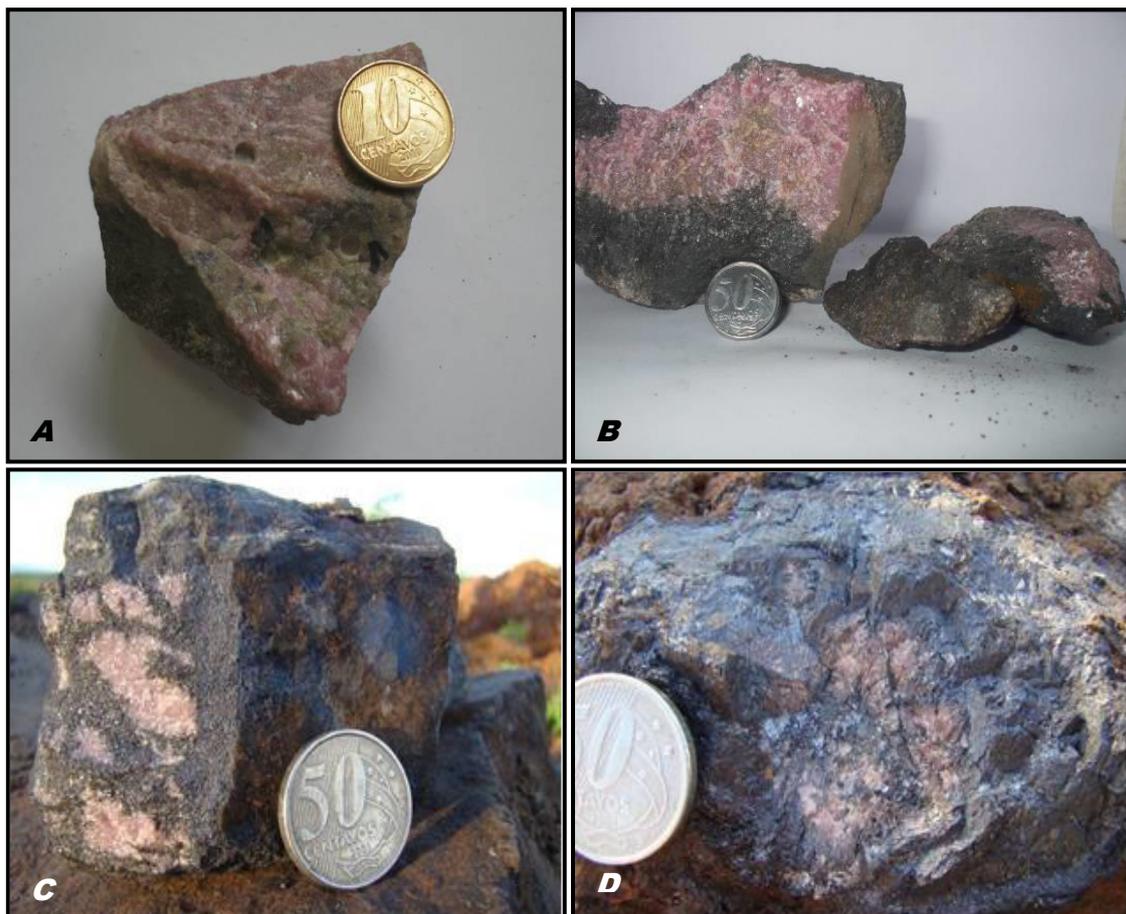
**Figura 7.3** - Difratoograma de raios-X do prominério silicático de manganês (gondito) contendo essencialmente quartzo ( $\text{SiO}_2$ ) e espessartita ( $\text{Mn}^{2+}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ ).



## 7.2 Protominério Rodonítico Piroxmangita

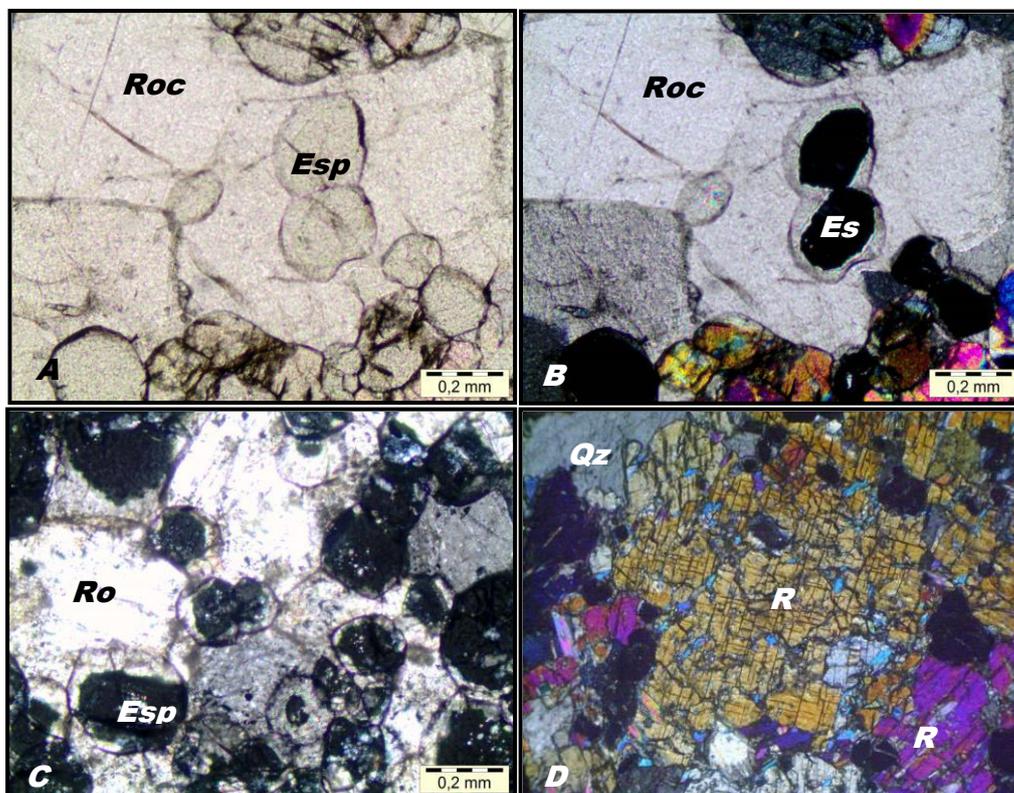
Correspondem as variedades cálcio-silicatadas denominadas de rodonita gonditos, em função do predomínio de piroxênio manganésífero. Macroscopicamente é caracterizada pela tonalidade rosada, textura média a grossa, com mineralogia visível a olho nu, estrutura maciça e bandada, com superfícies e fraturas compostas por óxidos e hidróxidos de manganês. Os minerais de rodonita ocorrem em grande volume, bem distintos, podendo ocorrer na forma disseminada ou em camadas monominerálicas. A rodonita ( $MnSiO_3$ ) ocorre pura ou associada à piroxmangita e a espessartita os quais ocorrem em menor volume. (Figuras 7.4).

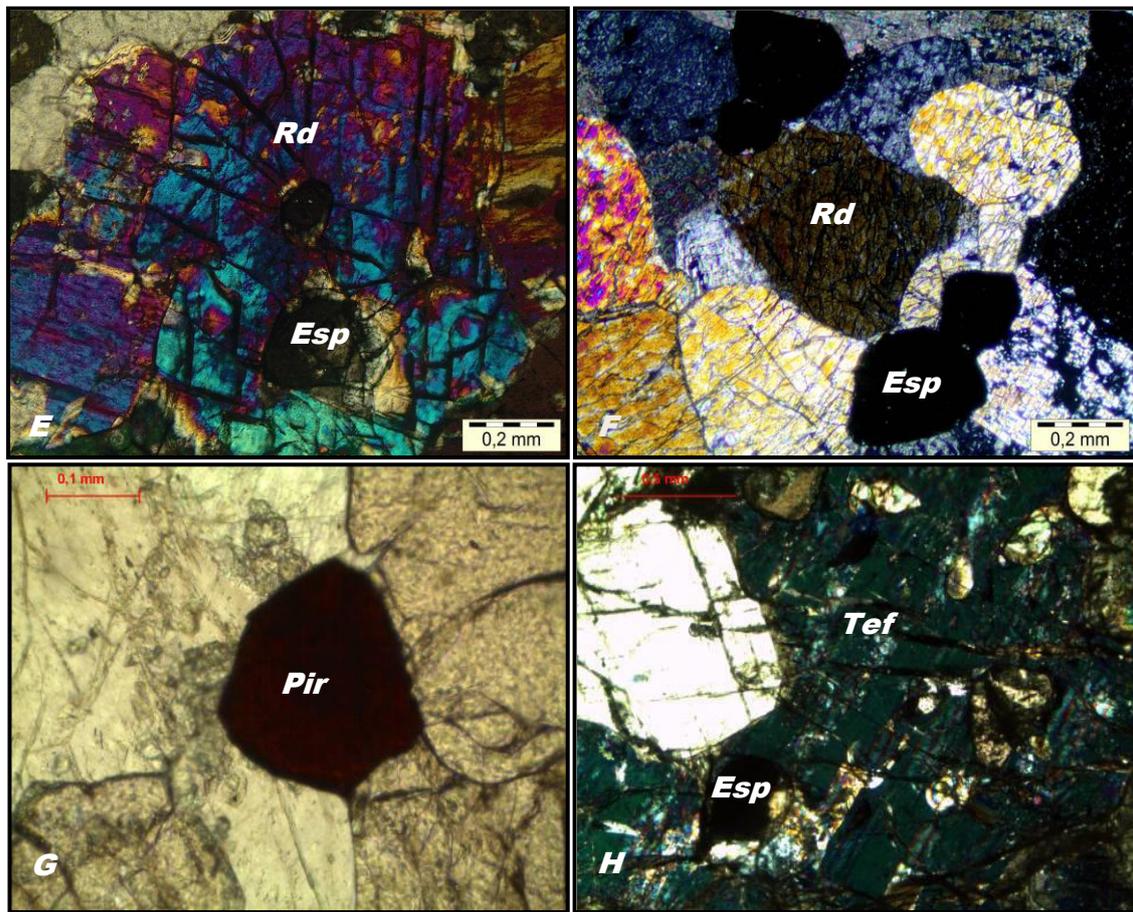
**Figuras 7.4** - A) Amostra de protominério rodonítico contendo piroxênio (rodonita -  $MnSiO_3$ ) como mineral principal; B, C e D) Amostras de protominério rodonítico mostrando enriquecimento em manganês ao longo das superfícies e fraturas.



Microscopicamente os protominérios rodoníticos são constituídos de cristais de rodonita e/ou piroxangita, espessartita, quartzo, tefroita, pirofanita e rodocrosita. A rodocrosita ( $MnCO_3$ ) está presente em pequena quantidade associada com calcita, e mostra clivagem perfeita em duas direções. A rodocrosita tem forma subedral-anedral e, mostra-se bastante fraturada evidenciando duas direções de fraturas. Por vezes, a rodonita pode alterar localmente para anfibólio. A tefroíta ( $Mn_2^{2+}SiO_4$ ) também está presente na amostra, associada à rodonita e tem formas anedrais, arredondadas e é caracteristicamente fraturada, exibindo uma textura granular. A granada ocorre como cristais de espessartita ( $Mn_3^{2+}Al_2(SiO_4)_3$ ), identificada pela sua isotropia exibindo forma arredondada. Já o cristal de quartzo apresenta-se em menor quantidade, podendo ocorrer como agregado monominerálico. Por vezes, também foram identificados cristais de pirofanita (óxido de manganês e titânio) ( $Mn^{2+}TiO_3$ ) de coloração avermelhado, com textura em mosaico (Figuras 7.5).

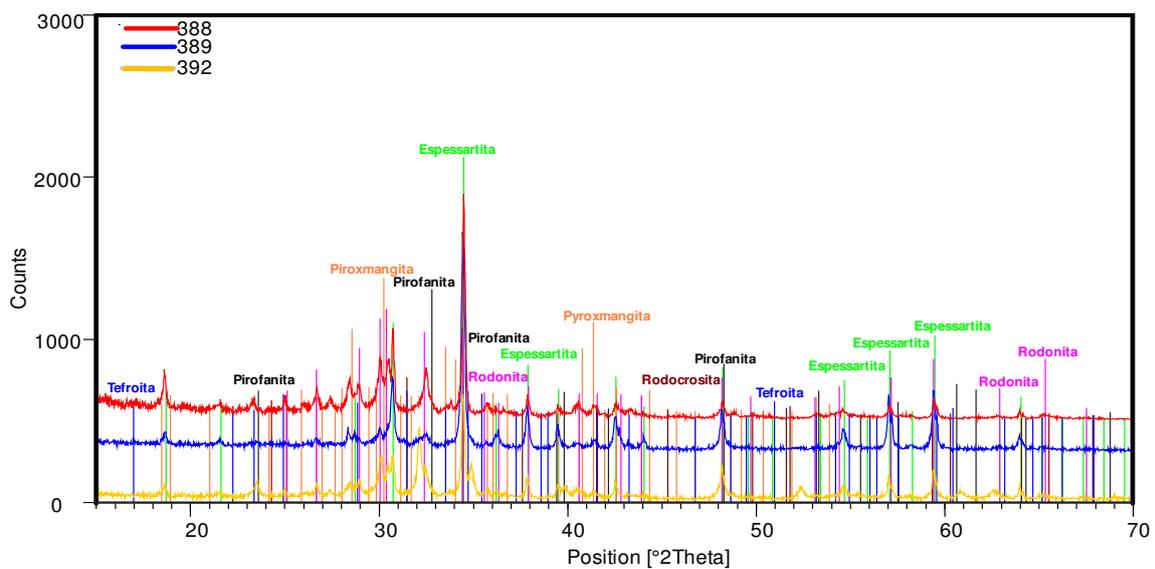
**Figuras 7.5** – A, B e C) halos de reação envolvendo cristais de espessartita no interior da rodocrosita, sugerindo sua formação a partir de carbonato de manganês ( $MnCO_3$ ); D,E e F) Seção delgada de protominério rodonítico contendo piroxênio (rodonita) como mineral de protominério fraturado; G) Presença de cristais de pirofanita preservado em contato com a rodocrosita e H) Cristais de tefroita associada a rodonita e espessartita





As amostras analisadas por difratometria de raios-x mostram a mineralogia do protomínério rodonítico constituído de espessartita, piroxangita, rodonita, tefroíta, rodocrosita e pirofanita (Figura 7.6).

**Figura 7.6** - Difratometria de raios-x do protomínério rodonítico contendo espessartita, piroximangita, rodondita, tefroita, rodocrosita e pirofanita.



### 7.3 Minérios Residuais

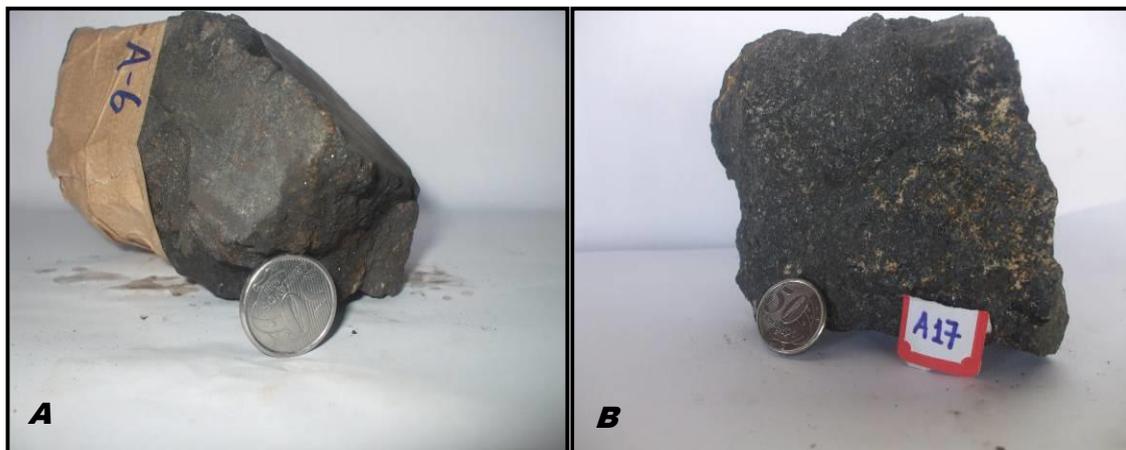
Inclui os minérios caracterizados pela textura maciça fina, granular a localmente bandada, cor do traço preto e brilho metálico proveniente do enriquecimento supergênico dos protominérios metamórficos (gondito e rodonita gondito) (Figuras 7.7).

**Figuras 7.7 – A/B** Amostras de minério maciço enriquecido contendo óxidos de manganês (pirolusita e criptomelana) e fases mais novas de pirolusita.



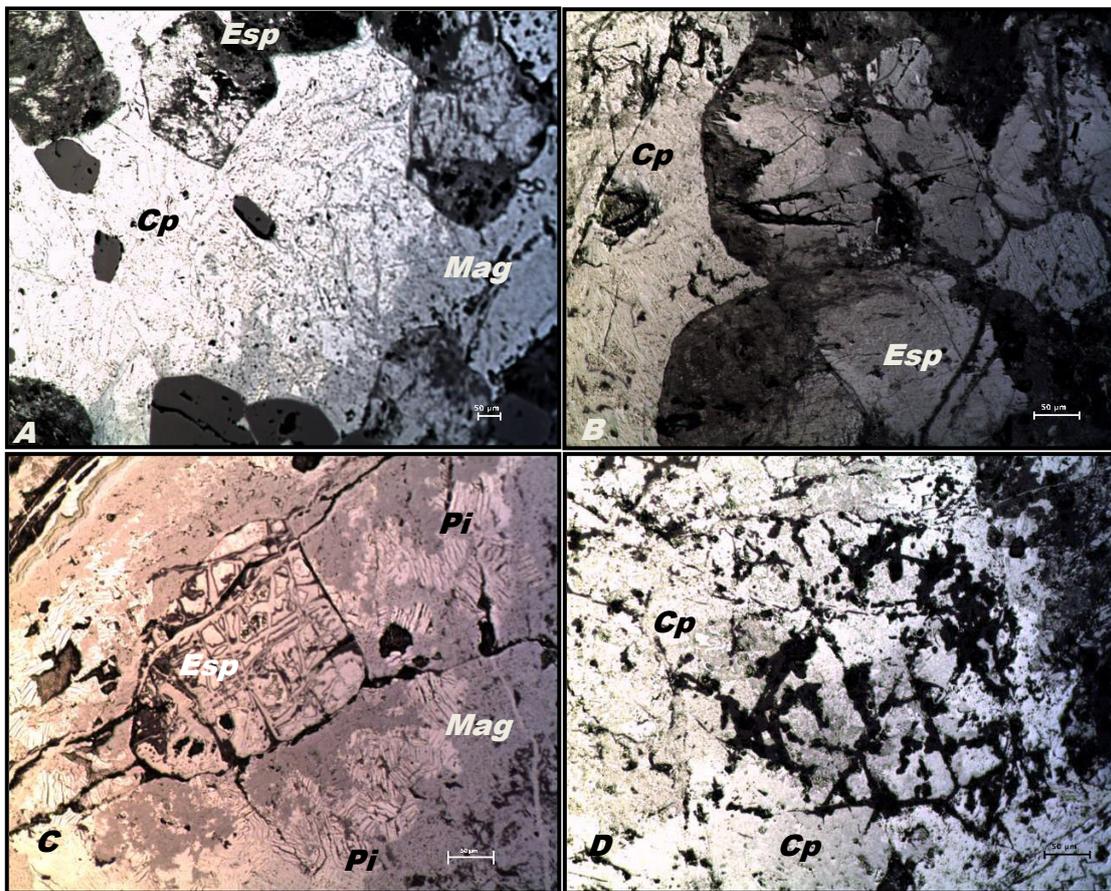
Normalmente os minérios ricos gerados pelo enriquecimento dos gonditos possuem aspecto granular ou apresentam reliquiares de espessartita (Figuras 7.8) preservam com maior frequência o aspecto bandado. Entretanto, este fato não pode ser tomado como regra, à medida que foram observados minérios bandados contendo bandas ricas em espessartita, intercaladas com bandas ricas em rodonita.

**Figuras 7.8 – A/B** Amostras de minério de manganês maciço a granular contendo quartzo intersticial.



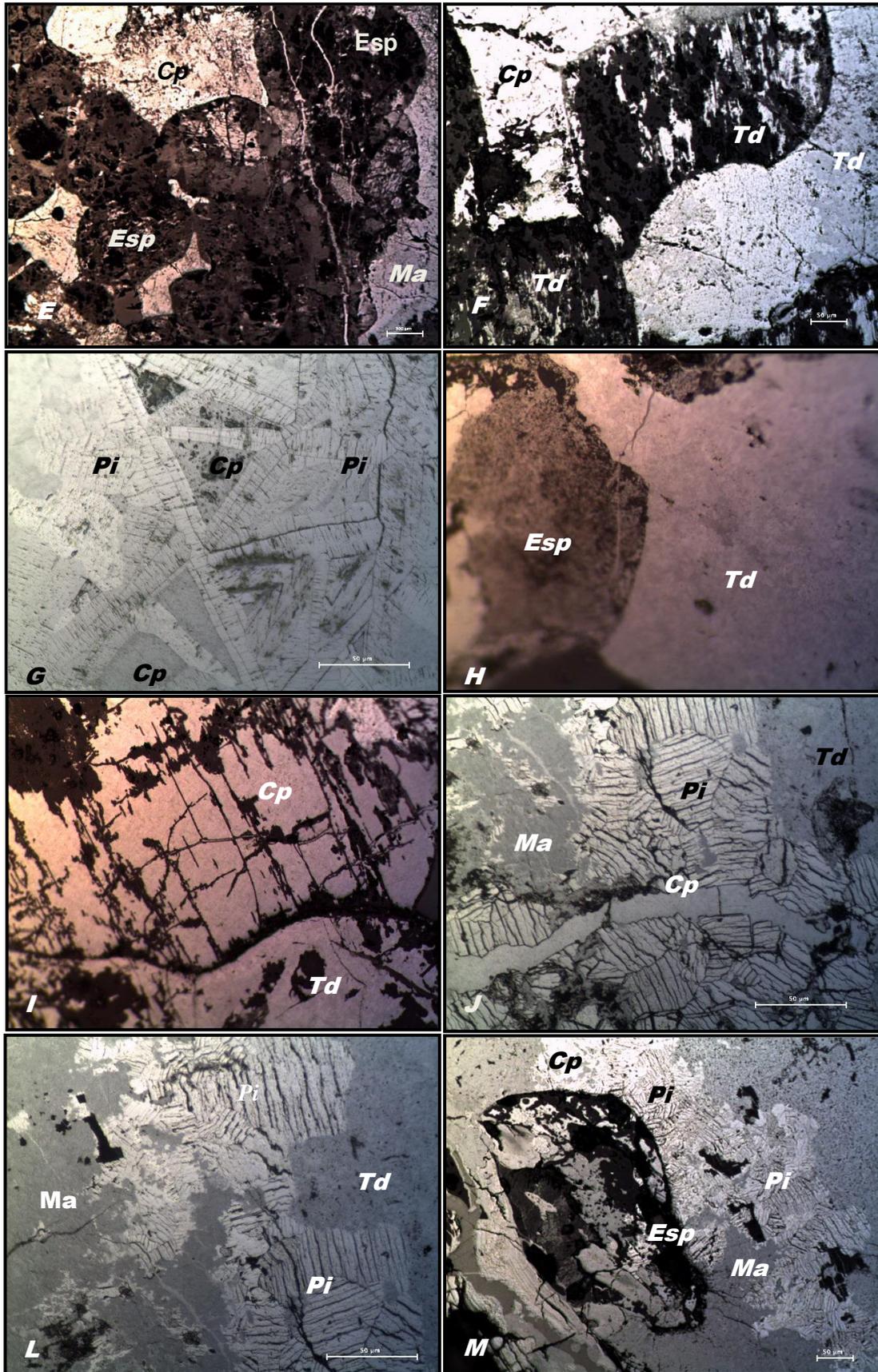
Em seção polida foram caracterizadas as principais fases manganíferas presentes nos minérios de manganês da Faz. São Bernardo. Os cristais de espessartita e rodonita comumente observados nos protominérios metamórficos são substituídos por fases mais novas de todorokita ( $(\text{Na,Ca,KMn}^{2+})(\text{Mn}_{4+},\text{Mn}^{2+},\text{Mg}).3\text{H}_2\text{O}$ ), manganita ( $\text{Mn}^{3+}\text{O}(\text{OH})$ ) e criptomelana ( $\text{KMn}_8\text{O}_{16}$ ) e pirolusita ( $\text{MnO}_2$ ) (Figuras 7.9 a 7.10).

**Figuras 7.9** – A/B Seção polida do minério do manganês de São Bernardo contendo criptomelana (Cp), manganita (mang) e cristais de espessartita (Esp) (Luz refletida Obj. 20X); C) Detalhe de granada substituída por fases de pirolusita e manganita (Luz refletida Obj. 10X); e D) Granada espessartita quase totalmente substituída por criptomelana.. Observar planos de clivagens reliquiares (Luz refletida Obj. 20X).



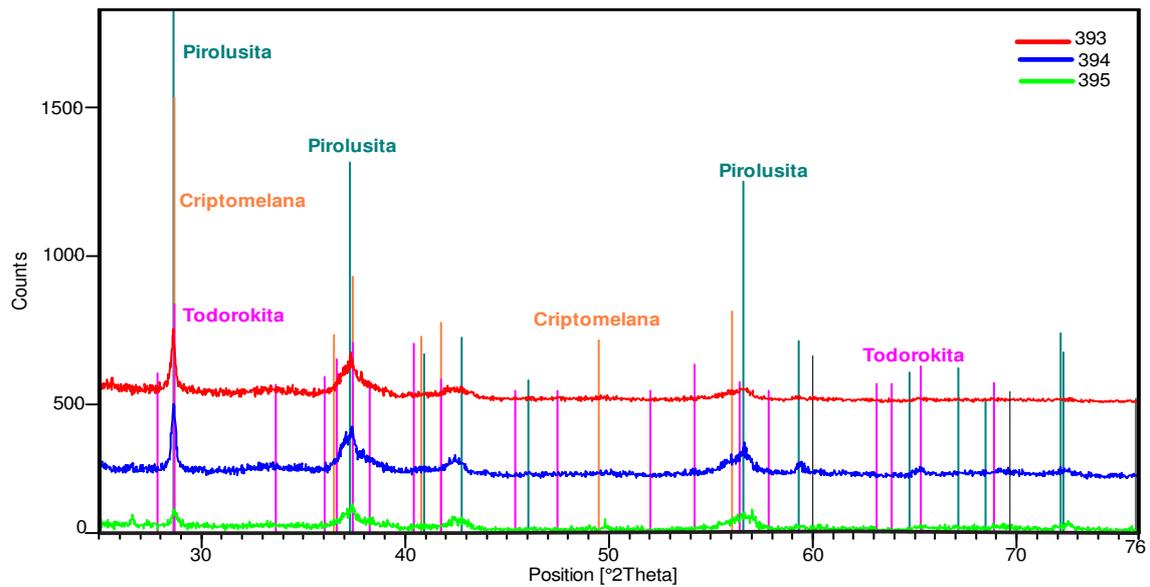
**Figura 7.10** - E) Minério de manganês originado pelo enriquecimento de protominério granatífero. Observar cristais de espessartita e fases mais novas de manganita (Mag) e criptomelana (Cp); e F) Minério de manganês originado pelo enriquecimento supergênico de protominério rodonítico. Observar cristais de piroxênio substituídos por fase mais novas de todorokita (Td) e criptomelana (Cp); G) Cristais eudrais de pirolusita (Pi) com vazios e interstícios preenchidos por criptomelana (Cp); e H) Restos de granada espessartita e cavidades preenchidas todorokita (Td). (Luz refletida Obj.20X); I) Detalhe de piroxênio quase totalmente substituído por fases mais novas de criptomelana (Cp) e todorokita (Td). Luz refletida Obj. 40x; J) Fases manganíferas presentes nos minérios de manganês de São

Benedito. Manganita (Mag); e M) Pirolusita (Pi), Todorokita (Td) e Criptomelana (Cp). Luz refletida. Obj. 20x.



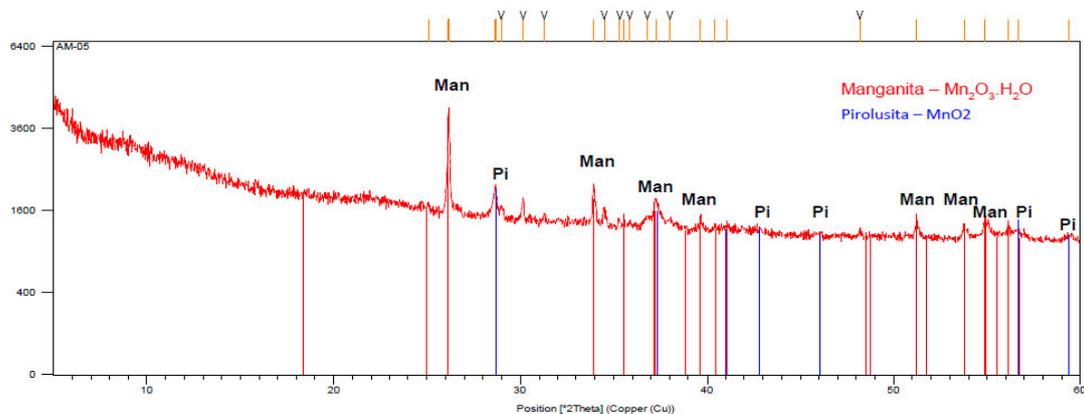
As análises de difratometria de raios-x ilustram as fases manganíferas existentes nos minérios. As observações sugerem a existência de duas gerações de pirolusita ( $MnO_2$ ) e criptomelana ( $KMn_8O_{16}$ ), uma primeira substituindo granadas e piroxênios manganíferos, e outras duas mais novas, preenchendo veios e fraturas nos minérios. (Figuras 7.11 e 7.12).

**Figura 7.11** - Difratograma de raios-X de amostra do minério de manganês contendo pirolusita como fase dominante seguida da criptomelana e todorokita.



Os picos em verde escuro representam o padrão da pirolusita (81-2261). A presença da pirolusita é confirmada pelo pico principal em 6,94 Å, e que superpõe com outros minerais de criptomelana e todorokita. O que evidencia a pirolusita como fase dominante, seguida da criptomelana e todorokita.

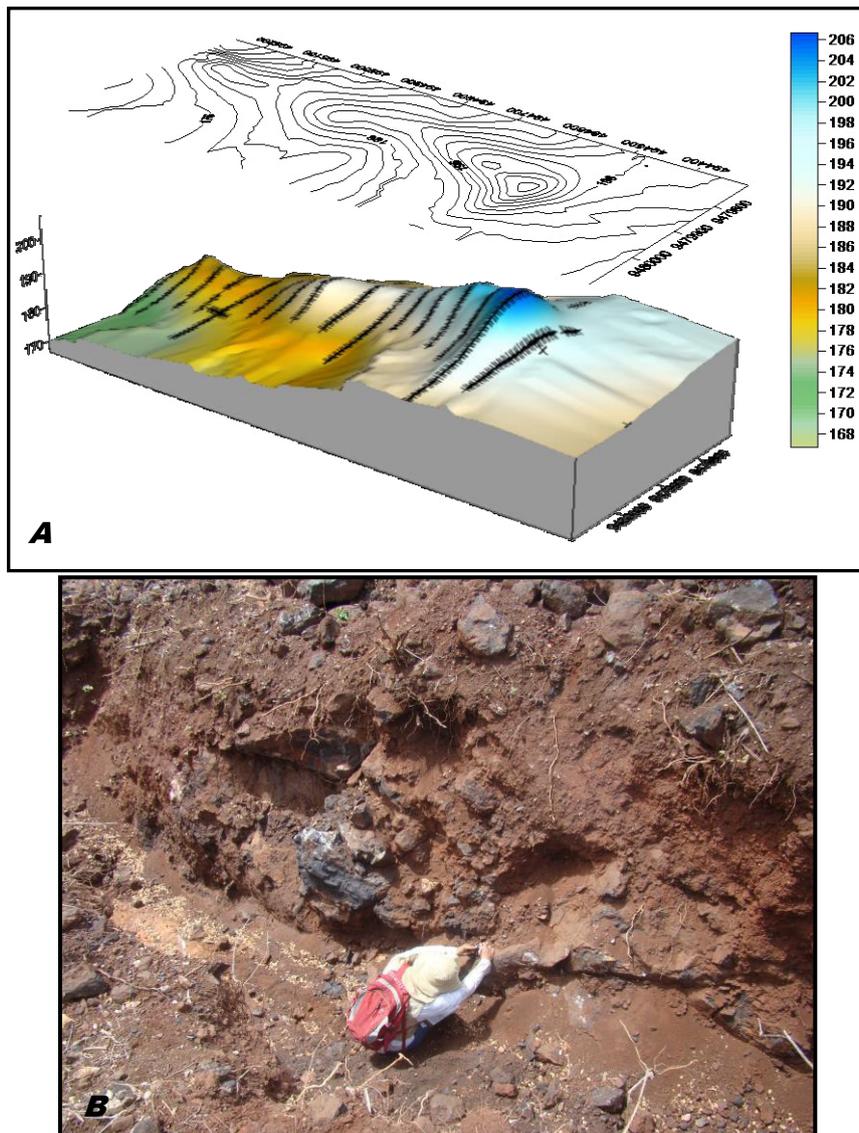
**Figura 7.12** - Difratograma de raios-X de amostra do minério de manganês contendo manganita como fase dominante seguida da pirolusita (Pi).



## 7.4 Minérios Coluvionares

Correspondem aos minérios do tipo rolado, de natureza coluvionar que se distribuem nos arredores das lentes de minério residual aflorantes e nas encostas que bordejam o topo do serrote ligeiramente alongado E-W, principalmente em seu setor norte. A dispersão e maior concentração dos rolados obedece grosseiramente à orientação do relevo (Figura 7.13a). Nas trincheiras localizadas na porção oeste executada nas partes mais elevadas do serrote são observados os minérios mais ricos que chegam a atingir teores entre 54% e 56% de Mn (Figura 7.13b).

**Figura 7.13** – (A) Modelo digital de terreno mostrando o relevo onde se localizam os minérios de manganês da Faz. São Bernardo e os trabalhos de prospecção. A porção mais alta do relevo corresponde ao setor oeste da jazida e (B) Vista da trincheira (02-W), e da cobertura coluvionar dos corpos mineralizados de manganês.



## 7.5 Análise Química de Minérios e Protominérios de Manganês

Foram analisadas 18 amostras para análises químicas de elementos maiores dos minérios e protominérios de manganês, cujos teores variaram entre 7,41 e 72,17% de MnO com teores médios de MnO de 38,73% como mostrado na Tabela 7.15.

**Tabela 7.15:** Tabela de química da jazida: A1 e A2 (Protominério Rodonítico); A3-A12( Protominério Silicático) e A13-A18 (Minério de Manganês).

| AMOSTRAS | MnO   | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | CaO  | K <sub>2</sub> O | MgO  | TiO <sub>2</sub> | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | P    | MnT   |
|----------|-------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|------|------------------|------|------------------|-------------------------------|------|-------|
|          | %     | %                              | %                | %                              | %    | %                | %    | %                | %                             | %    | %     |
| A1       | 36,87 | 3,84                           | 39,92            | 8,02                           | 7,34 | 0,49             | *    | 0,22             | 0,17                          | 0,07 | 28,56 |
| A2       | 41,93 | 4,38                           | 38,60            | 2,36                           | 5,99 | 0,30             | 2,71 | *                | 0,19                          | 0,08 | 32,48 |
| A3       | 15,39 | 8,78                           | 49,02            | 17,90                          | 5,79 | 1,12             | 0,86 | *                | 0,08                          | 0,03 | 11,92 |
| A4       | 21,65 | 4,95                           | 56,65            | 9,17                           | 2,04 | 1,08             | 0,52 | 0,82             | 0,06                          | 0,02 | 16,77 |
| A5       | 25,63 | 4,90                           | 44,35            | 16,03                          | 4,54 | 1,13             | 1,63 | 0,34             | 0,16                          | 0,07 | 19,85 |
| A6       | 40,32 | 3,97                           | 40,12            | 6,54                           | 1,07 | 0,74             | 0,63 | 0,37             | 0,10                          | 0,04 | 31,23 |
| A7       | 8,09  | 3,42                           | 74,69            | 8,58                           | 2,83 | 1,03             | *    | 0,18             | 0,09                          | 0,04 | 6,27  |
| A8       | 33,00 | 3,56                           | 39,92            | 13,18                          | 4,05 | 1,05             | 1,85 | 0,47             | 0,13                          | 0,06 | 25,56 |
| A9       | 65,34 | 4,21                           | 13,80            | 1,86                           | 0,96 | 2,36             | *    | *                | 0,09                          | 0,04 | 50,61 |
| A10      | 63,10 | 3,92                           | 17,02            | 1,72                           | 0,94 | 1,99             | 0,39 | *                | 0,08                          | 0,03 | 48,88 |
| A11      | 27,40 | 9,34                           | 30,20            | 17,45                          | 5,57 | 0,51             | 0,61 | 0,87             | 0,16                          | 0,07 | 21,22 |
| A12      | 72,17 | 4,72                           | 3,02             | 2,43                           | 1,06 | 2,73             | *    | *                | 0,05                          | 0,02 | 55,90 |
| A13      | 70,04 | 3,62                           | 3,70             | 3,55                           | 0,53 | 1,92             | 0,46 | 0,13             | 0,07                          | 0,03 | 54,25 |
| A14      | 15,17 | 5,39                           | 60,29            | 9,29                           | 2,36 | 1,00             | 0,69 | 0,43             | 0,08                          | 0,03 | 11,75 |
| A15      | 17,56 | 3,67                           | 58,63            | 10,23                          | 2,47 | 1,24             | 1,59 | 0,47             | 0,05                          | 0,02 | 13,60 |
| A16      | 54,49 | 2,80                           | 31,85            | 1,84                           | 0,37 | 0,33             | *    | *                | 0,08                          | 0,04 | 42,21 |
| A17      | 27,40 | 9,34                           | 30,20            | 17,45                          | 5,57 | 0,51             | 0,61 | 0,87             | 0,16                          | 0,07 | 21,22 |
| A18      | 23,98 | 5,06                           | 46,66            | 13,69                          | 3,14 | 1,23             | 0,91 | 0,52             | 0,05                          | 0,02 | 18,57 |

## CAPÍTULO VIII - SEQUÊNCIA PARAGENÉTICA DE FORMAÇÃO DOS MINERAIS DE MANGANÊS

Dentre os principais fatores que determinam a mineralogia sob a qual o manganês se deposita na superfície, se destaca o Eh (nível do oxigênio) e o pH (nível de acidez do ambiente deposicional). Estas variáveis físico-químicas, atuando sobre o protominério, e mesmo sobre o minério, têm seus valores variando no espaço e no tempo, fato este que determina as variações mineralógicas encontradas na jazida.

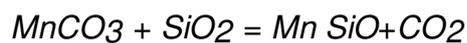
O manganês liberado do protominério pode sofrer oxidação e deposição “*in situ*” ou pode ser transportado seja em forma coloidal, ou em solução verdadeira, até encontrar condições propícias para sua deposição. Ele pode se depositar, substituindo minerais pré-existentes preenchendo espaços vazios. Os minerais supérgeno de manganês podem se cristalizar, ou ainda, a partir de minerais pré-existentes.

As reações envolvendo (hidróxidos, óxidos, carbonatos e silicatos) de baixa temperatura com outras fases contendo (Si, Al, Fe, Ca, etc.) em temperatura elevada, são geralmente estudadas em sistemas naturais e sintéticos. O carbonato de manganês (rodocrosita) e dissocia em  $MnO + CO_2$  em alta temperatura, desde que a composição da rodocrosita seja consideravelmente pura na série isomórfica  $CaCO_3 - MgCO_3 - FeCO_3 - MnCO_3$ , a temperatura de carbonação varia de acordo com a composição presente  $FeCO_3$  (baixo),  $CaCO$  (alto) e  $H_2O$  na fase fluida.

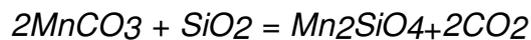
Óxidos e/ou hidróxidos de manganês, na ausência de carbonato, são misturados com sílica e material argiloso em grandes proporções, as reações durante o metamorfismo produzem uma assembléia tipicamente representada por espessartita-rodonita-quartzo, frequentemente com piroxênios e anfibólios manganíferos. Estas rochas óxidos-silicáticas manganésíferas produzidas por metamorfismo regional, concordam com a definição de gondito inicialmente empregado por *Fermor (1909)*, e posteriormente por *Roy & Mitra (1964)* para os protominérios de manganês de *Madya Pradesh e Mahashtara (Índia)*.

Segundo Roy (1981), quando sedimentos manganésíferos associados com sílica e material argiloso são sujeitos a condições metamórficas, ocorrem reações do tipo decarbonação, com elevada fugacidade de oxigênio ( $fO_2$ ), dando lugar a assembléia de silicatos de manganês (rodonita, piroxmangita e outros piroxênios, espessartita, tefroíta e anfibólios). A assembléia de tefroíta e rodonita marca um dos estágios na evolução metamórfica das litologias na área de pesquisa. Os dois minerais são mutuamente intercrescidos e cogenéticos. Eles são observados substituindo espessartita, rodocrosita e quartzo, e são provavelmente sin-tectônico. Dependendo do quartzo ou rodocrosita serem dominantes, tefroíta ou rodonita podem ter se formado (Eq. 1 e 2): Através das seguintes equações:

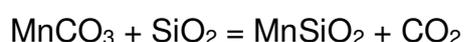
(1) Rodocrosita + Quartzo = Rodonita + dióxido de Carbono (Rodocrosita > quartzo)



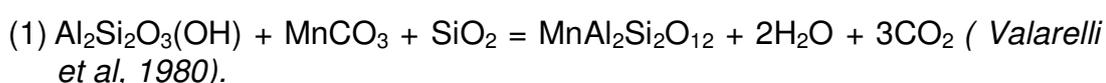
(2) Rodocrosita + Quartzo = Tefroíta + dióxido de Carbono (Rodocrosita < quartzo)



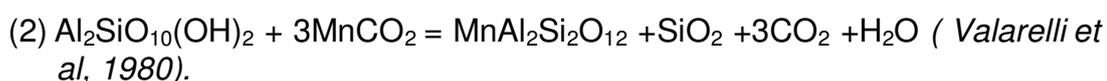
Os minerais identificados nos protominérios do distrito de Juá foram espessartita, rodonita, rodocrosita, piroxmangita, tefroíta e pirofanita, além de minerais não-manganésíferos como quartzo, compondo uma assembléia mineral similar à observada nos depósitos de manganês dos *Distritos Manganésíferos de Saúde, Serra do Navio (AP) e de Lafaiete (MG)*. As análises químicas foram realizadas em minerais dos protominérios incluindo espessartita, rodonita, piroxmangita, rodocrosita, tefroíta e pirofanita. Na tabela 8.1 estão listados os resultados das análises químicas médias obtidas com microsondas eletrônica dos minerais não metálicos. Em relação ao grau metamórfico dos protominérios, a presença de Mn-cummingtonita e de rodonita são indicadores de grau médio e também de fácies anfíbolito (Dasgupta e Manickavasagam 1981), podendo formar-se pela reação entre rodocrosita e quartzo:



Essa reação ocorre durante o metamorfismo progressivo de um protólito sedimentar contendo quartzo ou outros silicatos, quando a deposição do Mn se deu na forma de carbonato tipicamente em ambiente redutor. No caso de insuficiência de sílica, forma-se tefroíta. A rodonita também pode ser resultante de uma atividade metassomática, em que a sílica é introduzida através da circulação de fluidos. É possível que a rodonita que preenche as fraturas do protominério estudado tenha se formado nesse processo e, portanto, pode-se concluir que o evento metassomático tardio também ocorreu na fácies anfíbolito. A granada espessartita, comum nestas rochas, pode se formar tanto a partir de óxidos de manganês reagindo com sílica e componente argilosos misturados (*Fermor, 1909, Huebner, 1967*), como a partir da mistura de sedimentos aluminosos, carbonato de manganês e sílica, e requer necessariamente a introdução do  $Al_2O_3$  no sistema (*Valarelli et al, 1980, Hsu 1980, Roy 1981*). Conforme considerações desses autores a formação de granada manganésifera se dá precocemente no metamorfismo progressivo, ocorrendo em rochas desde muito baixo até alto grau de metamorfismo. As reações mais prováveis envolvidas na formação da espessartita são:



Caulinita + Rodocrosita + Quartzo = Espessartita + Água + Gás Carbônico



Caulinita + Rodocrosita = Espessartita + Quartzo + Gás Carbônico + água

Rodonita e piroxmangita são polimorfos de  $MnSiO_3$  que podem conter algum Fe, Ca e Mg. A rodonita apresenta raras maclas polissintéticas, a cor de interferência máxima varia do amarelo ao laranja de 1ª ordem e pode conter inclusões de carbonato ou de Mn-cummingtonita, a qual pode ser secundária, gerada pela sua alteração. Uma segunda geração de rodonita preenche fraturas em rochas granatíferas. Em termos composicionais verifica-se que apresenta em torno de 45 % em peso de MnO e quantidades subordinadas de FeO, MgO e CaO que somam quase 9%, com predomínio do CaO 3,6%. A piroxmangita, bem mais escassa do que a rodonita, distingue-se desta pelo ângulo 2V menor (35°–45°) e ausência de maclas lamelares. Na piroxmangita a soma dos óxidos de Fe, Mg e Ca é inferior a 10% e o FeO (9,7% em peso)

predomina sobre os outros dois (Tabela 8.1), como é comum nesse mineral (*Deer et al. 1992*).

Comparando os resultados da área da jazida com as análises do Distrito Manganíferos de Saúde-MG (Tabela 8.2) em muitos se assemelha à da região em teores químicos.

**Tabela 8.1 - Composição química média (% peso) dos protominérios de manganês da jazida mineral.**

| Mineral          | Na <sub>2</sub> O | MgO    | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | K <sub>2</sub> O | CaO   | Cl    | TiO <sub>2</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO    | V <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | BaO   | (OH)   | Total |
|------------------|-------------------|--------|------------------|--------------------------------|------------------|-------|-------|------------------|--------------------------------|-------|--------|-------------------------------|-------|--------|-------|
| Mr-Cummingtonita | 0                 | 19,739 | 56,181           | 0                              | 0,005            | 1,879 | 0     | 0,033            | 0                              | 3,401 | 16,149 | 0                             | 0,096 | 2,515  | 100   |
| Mr-Cummingtonita | 0                 | 19,487 | 55,526           | 0                              | 0,028            | 2,147 | 0     | 0,005            | 0                              | 3,402 | 16,367 | 0,034                         | 0,008 | 2,996  | 100   |
| Mr-Cummingtonita | 0                 | 19,343 | 55,418           | 0,006                          | 0,009            | 2,728 | 0     | 0,025            | 0                              | 3,361 | 15,666 | 0,011                         | 0     | 3,435  | 100   |
| Spessartita      | 0                 | 0,656  | 35,828           | 20,236                         | 0                | 2,758 | *     | 0,128            | 0,087                          | 0,661 | 36,996 | 1,035                         | *     | *      | 98,39 |
| Spessartita      | 0                 | 0,619  | 34,976           | 20,003                         | 0,017            | 2,098 | *     | 0,194            | 0,112                          | 0,684 | 37,27  | 0,804                         | *     | *      | 96,82 |
| Spessartita      | 0,021             | 0,088  | 75,936           | 0,022                          | 0,025            | 0,2   | *     | 0                | 0                              | 3,157 | 5,471  | 0                             | *     | *      | 84,92 |
| Pirocroita       | 0,054             | 1,234  | 0,346            | 0                              | 0,018            | 5,769 | 0,014 | 0                | 0                              | 0,279 | 50,854 | 0,004                         | *     | 41,43  | 100   |
| Pirocroita       | 0,024             | 0,928  | 0,142            | 0                              | 0,034            | 6,555 | 0,026 | 0                | 0,013                          | 0,183 | 50,47  | 0                             | *     | 41,632 | 100   |
| Pirofanita       | 0                 | 0      | 0                | 0                              | 0                | 0     | 0,014 | 52,935           | 0                              | 0,795 | 44,94  | 0,36                          | *     | *      | 99,05 |
| Pirofanita       | 0,009             | 0      | 0,044            | 0                              | 0,017            | 0,014 | 0,029 | 52,483           | 0,002                          | 0,816 | 45,077 | 0,424                         | *     | *      | 98,91 |
| Pirofanita       | 0,004             | 0      | 0                | 0                              | 0                | 0     | 0,013 | 52,598           | 0                              | 1,049 | 44,678 | 0,422                         | *     | *      | 98,76 |
| Pirofanita       | 0,028             | 0      | 0                | 0                              | 0,012            | 0,002 | 0,011 | 52,588           | 0,009                          | 0,718 | 45,456 | 0,362                         | *     | *      | 99,19 |
| Pirofanita       | 0,042             | 0,037  | 0,052            | 0,012                          | 0,027            | 0,062 | 0     | 56,395           | 0                              | 4,782 | 33,876 | 0,343                         | *     | *      | 95,63 |
| Piroxmangita     | 0,18              | 0,156  | 46,53            | 0                              | 0,07             | 0,618 | 0     | 0                | 0                              | 0,212 | 40,392 | 0,033                         | *     | *      | 88,28 |
| Pyroxmangite     | 0,025             | 17,509 | 54,902           | 0                              | 0,011            | 0,743 | 0,013 | 0                | 0                              | 6,006 | 17,267 | 0,012                         | *     | *      | 96,59 |
| Pyroxmangite     | 0,029             | 17,214 | 52,228           | 0                              | 0                | 0,692 | 0,017 | 0                | 0                              | 6,033 | 20,154 | 0,006                         | *     | *      | 96,51 |
| Pyroxmangite     | 0                 | 4,47   | 47,368           | 0                              | 0,015            | 1,325 | 0,001 | 0                | 0,018                          | 4,192 | 40,381 | 0,066                         | *     | *      | 97,86 |
| Tefroita         | 0                 | 4,499  | 31,962           | 0                              | 0                | 0,062 | 0,015 | 0                | 0                              | 2,318 | 62,12  | 0                             | *     | *      | 101,1 |
| Tefroita         | 0,004             | 4,495  | 31,524           | 0                              | 0,002            | 0,125 | 0,014 | 0,017            | 0                              | 2,345 | 62,051 | 0,058                         | *     | *      | 100,8 |
| Tefroita         | 0,024             | 4,391  | 31,267           | 0                              | 0,021            | 0,091 | 0     | 0                | 0                              | 2,435 | 61,121 | 0,011                         | *     | *      | 99,48 |
| Tefroita         | 0                 | 4,459  | 31,35            | 0                              | 0,018            | 0,073 | 0     | 0                | 0,001                          | 2,479 | 61,115 | 0                             | *     | *      | 99,63 |

**Tabela 8.2** - Composição química média (% peso) de minerais não-metálicos de diferentes litotipos do protominério de Mn e rochas associadas do Grupo Dom Silvério

| Amostra                   | Mineral               | N | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO   | MgO   | CaO   | K <sub>2</sub> O | Na <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O <sup>2</sup> | CO <sub>2</sub> <sup>2</sup> | Total  |
|---------------------------|-----------------------|---|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|------------------|-------------------|-------------------------------|------------------------------|--------|
| <b>VC-02</b>              | Rodonita              | 6 | 48,48            | 0,02             | 0,02                           | 0,02                           | 3,364 | 37,33 | 3,95  | 5,32  | *                | 0                 | *                             | *                            | 99,78  |
| rodonita                  | Espessartita          | 4 | 37,54            | 0,11             | 20,70                          | 0,01                           | 2,06  | 33,97 | 0,71  | 4,06  | *                | *                 | *                             | *                            | 99,16  |
| gondito                   | Mn-Cummingtonita      | 3 | 55,88            | 0,02             | 0,11                           | 0,03                           | 6,20  | 14,77 | 17,99 | 2,72  | 0,01             | 0,01              | 2,18                          | *                            | 99,82  |
|                           | Piroxmangita          | 5 | 46,80            | 0,01             | 0,03                           | *                              | 4,38  | 43,12 | 0,87  | 2,59  | 0,00             | 0,01              | *                             | *                            | 97,81  |
| <b>VC-02A</b>             | Manganocalcita        | 2 | 0,00             | *                | 0,00                           | *                              | 0,00  | 10,35 | 0,00  | 49,30 | 0,00             | 0,00              | *                             | 40,35                        | 100,00 |
| Mn-                       | Espessartita (borda)  | 1 | 37,35            | 0,10             | 20,70                          | 0,00                           | 5,46  | 31,17 | 0,68  | 3,73  | *                | *                 | *                             | *                            | 99,19  |
| Cummingtonita             | Espessartita (centro) | 2 | 37,63            | 0,26             | 20,64                          | 0,00                           | 7,32  | 27,23 | 1,06  | 4,98  | *                | *                 | *                             | *                            | 99,12  |
| gondito                   |                       | 5 | 54,85            | 0,04             | 0,18                           | 0,01                           | 12,14 | 12,26 | 15,44 | 2,40  | 0,00             | 0,01              | 2,04                          | *                            | 99,37  |
| <b>VC-02B</b>             | Biotita               | 2 | 39,04            | 2,34             | 12,38                          | *                              | 12,27 | 2,40  | 15,96 | 0,07  | 9,16             | 0,04              | 3,97                          | *                            | 97,63  |
| Mn-                       | Espessartita (borda)  | 2 | 37,69            | 0,43             | 20,59                          | 0,00                           | 6,98  | 27,67 | 1,03  | 5,15  | *                | *                 | *                             | *                            | 99,54  |
| Cummingtonita             | Espessartita (centro) | 1 | 37,52            | 0,00             | 21,03                          | 0,00                           | 5,64  | 32,39 | 0,96  | 1,59  | *                | *                 | *                             | *                            | 99,13  |
| gondito                   | Mn-Cummingtonita      | 3 | 55,39            | 0,02             | 0,22                           | 0,00                           | 10,95 | 11,1  | 17,12 | 2,53  | 0,02             | 0,00              | 2,06                          | *                            | 99,41  |
| <b>VC-03A</b>             | Ferrohornblenda       | 3 | 47,90            | 0,49             | 7,84                           | 0,04                           | 19,63 | 0,40  | 9,35  | 11,62 | 0,43             | 0,69              | 2,02                          | *                            | 100,43 |
| Hornb. Quartzito          | Stilpnomelana         | 2 | 48,93            | 0,01             | 4,83                           | *                              | 26,2  | 0,59  | 7,88  | 0,20  | 0,80             | 0,00              | 8,6                           | *                            | 98,04  |
| <b>VC-03F</b>             |                       |   |                  |                  |                                |                                |       |       |       |       |                  |                   |                               |                              |        |
| Tefroita<br>queluzito     | Tefroita              | 2 | 31,18            | 0,02             | 0,03                           | *                              | 4,92  | 56,03 | 5,03  | 0,10  | 0,00             | 0,00              | *                             | *                            | 97,31  |
|                           | Diopsídio             | 2 | 56,31            | 0,02             | 0,27                           | *                              | 0,90  | 0,60  | 18,48 | 25,25 | *                | 0,04              | *                             | *                            | 101,87 |
| <b>VC-03H<sub>2</sub></b> | Forsterita            | 2 | 42,32            | 0,00             | 0,01                           | 0,00                           | 5,18  | 1,53  | 52,00 | 0,02  | *                | *                 | *                             | *                            | 101,06 |
| Forsterita<br>queluzito   | Dolomita              | 1 | 0,03             | 0,03             | 0,01                           | *                              | 0,52  | 1,28  | 22,00 | 34,60 | 0,00             | 0,02              | *                             | 41,51                        | 100,00 |
|                           | Rodocrosita           | 3 | 0,00             | 0,00             | 0,00                           | *                              | 0,00  | 48,27 | 2,30  | 5,90  | 0,00             | 0,00              | *                             | 43,5                         | 100,00 |
|                           | Espessartita          | 7 | 37,20            | 0,02             | 20,89                          | 0,03                           | 0,08  | 39,73 | 0,32  | 0,73  | *                | *                 | *                             | *                            | 99,00  |
| <b>VC-01F</b>             | Diopsídio             | 2 | 56,17            | 0,01             | 0,12                           | *                              | 0,98  | 0,66  | 18,31 | 25,30 | *                | 0,00              | *                             | *                            | 101,55 |
| Forst mármore             | Forsterita            | 3 | 42,59            | 0,00             | 0,00                           | 0,01                           | 5,12  | 1,53  | 51,63 | 0,01  | *                | *                 | *                             | *                            | 100,89 |
|                           | Mg-clorita            | 1 | 33,48            | 0,03             | 17,43                          | 0,01                           | 1,40  | 0,09  | 36,11 | 0,11  | 0,01             | *                 | 13,11                         | *                            | 101,78 |
| <b>VC-21</b>              | Forsterita            | 4 | 42,86            | 0,01             | 0,01                           | 0,01                           | 4,68  | 1,18  | 53,72 | 0,01  | *                | *                 | *                             | *                            | 102,48 |
| Forsterita<br>mármore     | Clinohumita           | 7 | 38,45            | 3,15             | 0,01                           | 0,00                           | 3,92  | 1,10  | 53,25 | 0,03  | 0,00             | 0,00              | *                             | *                            | 99,81  |
|                           | Dolomita              | 2 | 0,00             | *                | 0,00                           | *                              | 0,55  | 0,70  | 20,75 | 30,85 | 0,00             | 0,00              | *                             | 47,15                        | 100,00 |
|                           | Calcita               | 1 | 0,00             | *                | 0,00                           | *                              | 0,20  | 0,60  | 3,00  | 54,70 | 0,00             | 0,00              | *                             | 41,5                         | 100,00 |



## CAPÍTULO IX – CONCLUSÃO

A pesquisa dos protominérios e minérios de manganês do distrito de Juá permitiram definir a tipologia e geometria dos minérios da área, envolveu as análises petrográficas, química mineral e difratometria de raios-X.

A geologia da região estudada, porção Centro-Norte do Estado do Ceará, conhecida geologicamente como Domínio Ceará Central, afloram rochas da Unidade Algodões, composta por associações litológicas representadas por rochas ortoderivadas (gnaisses tonalíticos, granodioritos a dioritos, gnaisses migmatizados a milonitizados e anfibolitos), paraderivadas (biotita gnaisses, granada biotita gnaisses, anfibolito e granada anfibolito) e leucogranitos tardios. Os protominérios de manganês ocorrem encaixados na sequência e rochas paraderivadas.

As análises petrográficas (seção delgada e polidas) e difratometria de raios-X permitiram caracterizar a mineralogia dos protominérios que é constituída predominantemente por espessartita e quartzo nos gonditos, porém, espessartita, anfibólio e quartzo ocorrendo em menor proporção nos protominérios rodoníticos. Os minerais metamórficos espessartita e rodonita foram posteriormente substituídos por fases mais novas de todorokita ( $(\text{Na,Ca,KMn}^{2+})(\text{Mn}^{4+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Mg}).3\text{H}_2\text{O}$ ), criptomelana ( $\text{KMn}_8\text{O}_{16}$ ) manganita ( $\text{Mn}_2\text{O}_3\text{H}_2\text{O}$ ) e pirolusita ( $\text{MnO}_2$ ). A evolução das fases minerais mostra a existência de duas gerações de criptomelana e pirolusita, uma primeira substituindo granadas e piroxênios manganésíferos, e outras duas mais novas, preenchendo veios e fraturas nos minérios.

Os minérios de manganês são provenientes da alteração supergênica de protominérios silicáticos e muito provavelmente dos calcissilicáticos. Esta observação foi possível através das análises mineralógicas e químicas dos protominérios que consistem de gonditos e rodonita gonditos.

O último evento geológico do depósito foi o intemperismo (físico e químico), através da ação do ar atmosférico e de águas meteóricas. Nesse processo, os minerais primários sofreram alteração supergênica, transformando os óxidos de mais baixo estado de valência em óxidos de

manganês de mais alta valência. Formaram-se, assim, minerais de manganês como pirolusita e criptomelana.

Em relação ao grau metamórfico do protominério, a presença de Mn-cummingtonita é mais comum no grau médio. A rodonita é também um indicador de fácies anfibolito (*Dasgupta e Manickavasagam 1981*), podendo formar-se pela reação entre rodocrosita e quartzo:  $MnCO_3 + SiO_2 = MnSiO_2 + CO_2$ .

Essa reação ocorre durante o metamorfismo progressivo de um protólito sedimentar contendo quartzo ou outros silicatos, quando a deposição do manganês se deu em na forma de carbonato conforme é típico num ambiente redutor. No caso de insuficiência de sílica, forma-se tefroíta. A rodonita também pode ser resultante de uma atividade metassomática, em que a sílica é introduzida através da circulação de fluidos. É possível que a rodonita que preenche as fraturas do protominério estudado tenha se formado nesse processo e, portanto, pode-se concluir que o evento metassomático tardio também ocorreu na fácies anfibolito.

Considerando as análises químicas existentes, os teores em % Mn total (ou médio) obtidos para os minérios é de 34%, com maior valor próximo a 56%. Os protominérios apresentam teores variando entre 5 e 30%, em dependência da menor ou maior atuação dos processos de reconcentração e enriquecimento supergênico.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABREU, S.F (1973). Recursos minerais do Brasil. São Paulo, SP, Editora Edgard Blucher LTDA, vol.2, Cap. 14, p.492-550.

ALMEIDA, F. F. M. et al. Províncias estruturais brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8., 1977, Campina Grande. Boletim Resumos. Campina Grande: SBG, 1977. v. 6, p. 363-391. ALMEIDA ET AL. 1976

ALMEIDA F.F.M. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia DNPM, 241:1-36.

ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y, BRITO NEVES, B.B., FUCK, R. A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In SBG, VIII Simp. Geol. Nordeste, Atas, pp: 363-391.

ALKMIM F. O que faz de um cráton um cráton ? O Cráton do São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimita-lo. In: Mantesso-Neto et al. (eds) Geologia do Continente Sul-Americano. Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Becca, 2004 pp.: 17-35.

ALKMIM, F. F. et. al. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco – uma revisão. In: DOMINGUEZ, J. M. & MISI, A. (eds) O Cráton do São Francisco. Reunião Preparatória do II Simpósio sobre o Cráton do São Francisco. Salvador, SBG/Núcleo BA/SE/SGM/CNPq 1993.

ARTHAUD, M. H. 2007. Evolução Neoproterozóica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, NE do Brasil): Da Sedimentação à Colisão Continental Brasileira. Tese de Livre Docência. Universidade de Brasília. 133p.

ARTHAUD M.H., VASCONCELOS A. M., NOGUEIRA NETO J. A., OLIVEIRA F.V.C., PARENTE C.V., MONIÉ J.P., CABY R., FETTER A.H. 1998A. Main Structural Features of Precambrian Domains from Ceará (NE Brazil). In International Conference on Precambrian and Cratons Tectonics, Ouro Preto, Abst. pp: 84-85.

ARTHAUD M.H., VASCONCELOS A.M., OLIVEIRA F.V.C. 1998B. As seqüências metassedimentares do Ceará Central. In SBG, XL Congr. Bras. Geol. Anais. p 16.

BRITO NEVES ET AL. 2001. Noroeste da África - Nordeste do Brasil (Província Borborema) Ensaio comparativo e problemas de correlação. Revista do Instituto de Geociências - USP. Geo. USP. Sér. Cient., São Paulo, v.1, p.59-78.

BRITO NEVES B. B., SANTOS E. J., VAN SCHMUS W. R. 2000. Tectonic History of the Borborema Province. In Cordani U. G., Milani M., Thomaz Filho A., Campos D.A. Eds. Tectonic Evolution Of South America.SBG, XXXI Intern. Congr. Geology. pp: 151-182.

BRITO NEVES 1983; O mapa geológico do Nordeste oriental do Brasil, escala 1:1.000.000. Tese de livre docência. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, pp. 177 (inédito).

BRITO-NEVES, B.B., KAWASHITA, K., DELHAL, J. Evolução Geocronológica da Cordilheira do Espinhaço. Dados novos e integração. Revista Brasileira de Geociências, 1979 1: 71-85.

BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.G. 1978. Geocronologia do Precambriano, In: p 32-49.

BRITO NEVES, B.B. de - 1975 - Regionalização Geotectônica do Pré-Cambriano Nordestino. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP. São Paulo 198pp.

CABY R. & ARTHAUD M.H. 1986. Major precambrian nappes of the Brazilian Belt, Ceará, Northeast Brazil. Geology, 14, pp: 871-874.

CAMPOS M., BRAGA A. P. G., MELLO A. A., SOUZA E. M., SILVA F. H. F., FRANÇA J. B., ANDRADE V. A. 1976. Projeto Rio Jaguaribe. Brasília MME-DNPM/CPRM, 149p.

CAVALCANTE J. C. 1999. Limites e evolução do Sistema Jaguaribeano, Província Borborema, Nordeste do Brasil. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 183p.

CAVALCANTE J. C., VASCONCELOS A. M., MEDEIROS M. F., PAIVA I.P., GOMES F. E. M., CAVALCANTE S. N., CAVALCANTE J. E., MELO A. C. R.

DUARTE NETO V. C., BENEVIDES H. C. (2003): Mapa Geológico do Estado do Ceará – Escala 1:500.000. MME/CPRM. 2003

DAMASCENO, E.C., Disponibilidade, suprimento e demanda de minérios para metalurgia /Eduardo Camilher Damasceno. —Série Estudos e Documentos, 69- Rio de Janeiro: cetem/mct, 2007. 145p. it.

EVANS, A. M. Ore Geology and Industrial Minerals. An Introduction. Geoscience text, third edition. Blackwell Science,.2005, 389 p.

FETTER A.H., SANTOS T.J.S., V SCHMUS W.R., HACKSPAKER P.C., BRITO NEVES B.B., ARTHAUD M.H., NOGUEIRA NETO J.A., WERNICK E. 2003: Evidence for neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of West Gondwana. Gondwana Research 6: 265-273.

FETTER A.H., VAN SCHMUS W.R., SANTOS T.J.S, ARTHAUD M.H., NOGUEIRA NETO J.A. 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraint on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brasil: implication for the existence of the Paleoproterozoic supercontinent Atlantica. Rev Bras. Geoc. 30, pp: 102-106.

FETTER A. H. 1999. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of Gondwana. Ph. D. Thesis. Dep. of Geology, Kansas University,. 164p.

FERMOR, L.L. – 1909 - The manganese ore deposit of Índia. Geol. Survey Índia, Mem., 37:111

FRAKES, L. & BOLTON, B. 1992. Effects of ocean chemistry, sea level, and climate on the formation of primary sedimentary manganese ore deposits. asecialls sue devoted to advance is manganese metallogenesis. Bulletin of the society of economic geologists. Vol 87. No 5 p 1207-1217.

GARCIA, M.G.M. & ARTHAUD, M.H. - 2004 - Caracterização de trajetórias P-T em nappes brasileiras: região de Boa Viagem/Madalena – ceará central (NE Brasil)

Genetic diversity of manganese deposition in the terrestrial geological record. I  
NICHOLSON, K. HEIN, J.R., BUHN, B. & DASGUPTA, S. (EDS) 1997,  
Manganese Mineralization: Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial and  
Marine Deposits, Geological Society Special Publication. No 119, p. 5-27.

GOMES, J.R.C.; GATTO, C.M.P.P.; SOUZA, G.M.; LUZ, D.S.; PIRES, J.L. &  
TEIXEIRA, W. -1981- Projeto RADAMBRASIL, Folhas SB 24/25 - Jaguaribe/Natal  
(Geologia/Mapeamento Regional); 23, 27-176.

GONÇALVES, E.; SERFATY, A (1976). *Perfil Analítico do Manganês*.  
Departamento Nacional da Produção Mineral, DNPM, Brasília, DF, Boletim nº37,  
149p.

GRUPO CAUARANE na FOLHA VILA de TEPEQUÉM, RORAIMA. Simpósio de  
Geologia da Amazônia, XI, Manaus, Amazonas, 2009.

HUEBNER, J.S. 1967 Stability relations of rhodochrosite in the system  
manganese-carbon-oxygen. 54, pp. 457-481.

HEM, J. D, 1972, Chemical factors that influence the availability of iron and  
manganese on aqueous systems.

IPECE – 2011: Perfil Básico Municipal: Choró-Quixadá. Secretaria do  
Planejamento e Gestão/SEPLAG. Governo do Estado do Ceará

JARDIM DE SÁ E. F. 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e  
o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan Africana. Tese de  
Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 803p.

KASTING, J.F. 1993. Earth's early atmosphere. *Science* 259, 920-926.

KASTING, J. F. Theoretical constraints on oxygen and carbon dioxide  
concentrations in the Precambrian atmosphere. *Precambrian Research*, 1987 34:  
205-29.

MARTINS G. 2000. Litogeoquímica e controles geocronológicos da Suite Metamórfica Algodões-Choró. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, 220p.

MARTINS G. & OLIVEIRA E. P. 2003. The algodões amphibolites, Central Ceará Domain: geochronological and trace element evidence for accretion of paleoproterozoic oceanic plateau basalts in the Borborema Province – Brazil. In IV South Amer Symp Isot. Geol.. Salvador. Short Papers pp 211-214.

MELLO, SIDNEY L. M. AND QUENTAL, SANDRA H. A. J. Depósitos de sulfetos metálicos no fundo dos oceanos. Rev. Bras. Geof., 2000, vol.18, no.3, p.411-430. ISSN 0102-261X.

MONIÉ P, CABY R., ARTHAUD M. H. 1997. The neoproterozoic Brasileiro orogeny in northeast Brazil:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and petrostructural data for Ceará. Precamb. Research, 81 pp: 241-264.

NICHOLSON, K. HEIN, J.R., BUHN, B. & DASGUPTA, S. 1997. Precambrian to modern manganese mineralization: changes in ore type and depositional environment. From Nicholson, K. Hein, J.R., Buhn, B. & Dasgupta, S. (eds) 1997, Manganese Mineralization: Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial and Marine Deposit, Geological Society Special Publication. No 199, pp. 1-3.

NOGUEIRA J. F. 2004. Estrutura, geocronologia e alojamento dos batólitos de Quixadá, Quixeramobim e Senador Pompeu – Ceará Central. Tese de Doutorado IGCE Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 123 p.

PARENTE C.V & ARTHAUD M. 1995. O Sistema Orós-Jaguaribe no Ceará, NE do Brasil. Rev. Bras. Geoc. 25 297-306.

RADAMBRASIL – 1981 – Levantamento de Recursos Naturais: Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso Potencial da terra – MME, Rio de Janeiro, 74pp., 7 mapas.

Mineralogy of the different genetic types of manganese deposits. 1968. Economic Geology, 63, p. 760-786. ROY, S. 1997. ROY, S. Manganese Deposits. Academic Press, London, 1981, 458 pp.

RAMSAY, 1967. Folding and fracturing of rocks. Mc-Graw-Hill. 568p.

RAMSAY&HUBER, 1983; The technique of modern structural geology. Academic Press. London, 307p.

ROY & MITRA (1964) Mineralogy and genesis of the gondites associated with metamorphic manganese orebodies of Madhya Pradesh and Maharashtra, India. Proc. Mat. Inst.Índia 30, 3, 395 - 438 p.

ROY, S. 2006. Sedimentary manganese metallogeneseis in response to the evolution of the Earth system. 2006 Earth-Science reviews, vol 77. p. 273-305.

Roy, S. 1997. Genetic diversity of manganese deposition in the terrestrial geological record. In Nicholson, K. Hein, J.R., Buhn, B. & Dasgupta, S. (eds) 1997, Manganese Mineralization: Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial and Marine Deposits, Geological Society Special Publication. No 119, p. 5-27.

Roy, S. 1988. Manganese metallogenesis: a review. Ore Geol. Rev. 4, p 155–170

ROY, S. Manganese Deposits. Academic Press, London, 1981, 458 pp

SANTOS T. J. S., SANTOS A. A., DANTAS E. L., FUCHS R. A., PARENTE C. V. 2003. Nd isotopes and the provenance of metasediments of the Itataia Group, Northwest Borborema Province, NE Brazil. In IV South Amer. Symp Isot. Geol. Short Papers, pp: 286-289.

SANTOS, T.J.S. 1999. Evolução Tectônica e Geocronológica do Extremo Noroeste da Província Borborema. Tese de doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas IGCE/UNESP-Rio Claro, 186 p.

SANTOS E BRITO NEVES (1984). Província Borborema. In: O Precambriano do Brasil F.F.M. de Almeida & Y.Hasuí (eds), Ed.Blucher, Brasil, p. 123-186.

SÁ, J.M. 1991; Evolution géodynamique de la ceinture proterozoïque d'Orós, Nordeste du Brésil. Thèse de doctorat de l'Université de Nancy 1, 117p (inééd).

SILVA, C. G.; MELLO, S. L. DE M.; Geografia : ensino fundamental e ensino médio: o mar no espaço geográfico brasileiro, vol. 8 cap.5 / em:portal.mec.gov.br/seb/arquivos/pdf/EnsMed/expensgeo\_5e6.pdf : Ministério da Educação, Secretaria de Educação Básica, Brasília , 2005.

SLACK, J.F.; SHAW, D.R.; LEITCH, C.H.B.; TURNER, R.J.W. 2000. Tourmalinites and coticles from the Sullivan Pb-Zn-Ag deposit and vicinity, British Columbia: geology, geochemistry, and genesis apud Dreher, A. M., Fraga, L. M. , Ragatky, D, Graziotin, H, Reis, N. J. O

SLACK, J. F. ,GRENNE T., BEKKER, A. Sea floor-hydrothermal Si-Fe-Mn exhalites in the Pecos greenstone belt, New Mexico, and the redox state of ca. 1720 Ma deep seawater. *Geosphere*, v. 5, n. 3, p. 302–314, 2009.

SOUZA, M. J. N. 1988. Contribuição ao Estudo das Unidades Morfo-Estruturais do Estado do Ceará – *Revista de Geologia*. Editora da UFC. Fortaleza.vol. 01: 73-91.

TORQUATO, J.R. 1995. A geologia do Nordeste do Ceará (uma visão histórica). *Revista de Geologia* , 8: 5-183

TORRES P. F. M. 2004. Aspectos geológicos e geocronológicos da região de Redenção, Ceará e adjacências – Contexto regional e evolutivo. Seqüências Acarape e Suíte Pacatuba. Dissertação de Mestrado. DeGeo Universidade Federal do Ceará, 199p.

TROMPETTE R. 1994. *Geology of Western Gondwana, Pan African-Brasiliano aggregation of South America and Africa*. A. A. Balkema, Rotterdam, Brookfield. 350pp.

VAN SCHUMUS, W. R., BRITO NEVES, B. B., HACKSPACHER, P. C., FETTER, .A H., KOZUCH, M., DANTAS, E. L., and BABINSKI, M. – 1997 – The Borborema Province: a Collage of Polycyclic Domains in NE Brasil. 17º

Simpósio de Geologia do Nordeste, Sociedade Brasileira de Geologia, 115-120 p.

VAN SCHUMUS, W. R., BRITO NEVES, B.B., HACKSPACHER, P. C., FETTER, J. A. H., KOZUCH, M., DANTAS, E. L., and BABINSKI, M. 1995. The Borborema province: a collage of polycyclic domains in NE Brazil. 17<sup>o</sup> Simpósio de Geologia do Nordeste, Soc. Bras. de Geologia.

VALARELLI ET AL, 1980, VEIZER, J., LAZNICKA, P. & JANSEN, S. L. Mineralization through geologic time: Recycling perspective. American Journal of Science, 1989, 289: 484-524.

VERÍSSIMO, C.U.V., 1991. Evolução geológica dos corpos de protominério e mineralizações de manganês associadas - Porção Leste de São Paulo e sul de Minas Gerais. UNESP - Campus de Rio Claro - Dissertação de Mestrado.